高分辨率层序地层学

——原理及应用

邓宏文 王红亮 祝永军

Timothy A.Cross 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

全书由三部分组成：第一部分主要论述高分辨率层序地层学的理论基础和研究方法；第二部分主要介绍了如何以露头、岩心、钻/测井、地震资料为基础识别多级次的基准面旋回，开展高分辨率层序地层划分与对比，并以具体实例介绍了高分辨率层序地层学在国内外油气勘探与开发中的应用，特别是在陆相含油气盆地中的应用；第三部分为正、反演模型及其在地层预测中的应用。

本书可供从事油气田勘探与开发的科研人员参考使用，也可供从事相关专业的高等院校师生参阅。

图书在版编目（CIP）数据

高分辨率层序地层学：原理及应用/邓宏文等著.-北京：地质出版社，2002.9
ISBN 7-116-03626-1

Ⅰ.高… Ⅱ.邓… Ⅲ.地层层序-研究 Ⅳ.P539.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2002）第 042057 号

责任编辑：祁向雷
责任校对：李 玫
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电　　话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324577（编辑室）
网　　址：http：//www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传　　真：（010）82310759
印　　刷：北京印刷学院实习工厂
开　　本：787×1092 1/16
印　　张：16.375
字　　数：385 千字
印　　数：1—2000 册
版　　次：2002 年 9 月北京第一版·第一次印刷
定　　价：34.00 元
ISBN 7-116-03626-1/P·2278

序

几年前,我在哥伦比亚波哥大大学短期讲学介绍高分辨成因层序地层学和它的应用时,一个学生问我为什么不用经典的层序地层学。我的回答是:从事石油工业的地球物理学家从不用25年前的老技术,为什么地层学家不能开创新的层序地层学理论呢?我在这本论文集中使用高分辨率成因地层学的原理、概念和方法,是因为与传统的层序地层学相比,成因地层学理论和方法更完善、更具逻辑性、可应用的领域更广,而且具有可预测性。

高分辨率成因地层学的可预测性基于四个基本原理:沉积基准面原理、物质守恒原理、沉积物体积分配原理以及相分异原理。沉积基准面是一个潜在的势能平面,它描述了可容纳空间变化与地表侵蚀、搬运与沉积过程之间的能量平衡。可容纳空间与沉积物补给比值(A/S)向单一方向增加与减小的地层旋回变化记录了基准面旋回。物质守恒与基准面相对于地表的升降产生了第三个原理——沉积物体积分配。沉积物体积分配意指在基准面变化期间相域内不同沉积物体积的保存作用。由于沉积物体积分配控制或影响着相组成、相组合与相序、原始地貌的保存程度、岩石物性、地层结构以及旋回的对称性,因此相分异在很大程度上是沉积物体积分配作用的结果。相分异有两种类型,一种是在不同的A/S情况下占据沉积剖面上相同环境或地理位置的地貌要素变化;另一种是原始地貌要素保存的程度及其相对比率的变化。

成因地层学的上述原理与方法有着直接的联系,它们很容易在不同的沉积环境和岩石类型中应用。在地层单元和储层内部很少存在不整合的地层中开展油藏描述,高分辨成因地层学作为地层对比的方法,作为预测储层和盖层的物性、体积与连续性的手段具有无比的优越性。高分辨率成因地层学独特的优越性之一是具有将地层的一维信息转化为对多种类型和规模的沉积学与地层学属性的三维预测的能力。这是由于物质守恒与基准面变化控制了沉积物体积分配,由此控制了各种尺度的地层性质。

高分辨率成因地层学同时还是在无井控制区利用数学反演方法开展地层反演新技术和利用确定性沉积建模方法定量预测地层、沉积属性的基础。地层反演技术为更深入地认识地层架起了联结不同分辨率的地震—钻井之间的桥梁。至少有三个石油公司内部的"最佳实践"地层学指导手册(其中之一已公开发表)中推荐使用高分辨率成因地层学的理论与方法。也许这也是一些中国层序地层学倡导者决定出版这本书的原因,因此也就有了这本书的问世。

这本书阐述了成因地层学的概念、方法、思路和应用。早期的一些文章已在英文和中文刊物上发表,把它们编入这本书是因为它们涉及了该项理论的基础和概念,或是提供了一些应用实例,而不是其他研究的简单复制。邓宏文教授和她的同事们翻译了大量的英文手稿。作者对此一并表示感谢!

Timothy A. Cross

2002年6月11日

前　言

层序地层学自20世纪80年代中后期引入我国后，经过十余年的认识与实践，其理论和研究方法已逐渐被我国大多数地质学家所接受。从概念和含义上讲，层序地层学隶属于现代地层学的范畴。现代地层学包括许多分支学科，如事件地层学、生态地层学、稳定同位素地层学、磁性地层学、地震地层学、层序地层学等，这些学科的理论基础和研究内容不尽相同，但有一个共同点，即力图提取地层记录中能反映其沉积环境的物理、化学和生物等方面的信息，以便开展年代或时间地层划分与对比，因此现代地层学又可称为时间地层学或年代地层学。层序地层学也正是通过年代地层格架的建立来研究和解释地层的展布样式的。但从学科所依据的理论基础和其研究内容来看，层序地层学已远远超过了地层学所涉及的范畴。层序地层学将年代地层学与现代沉积学、全球海平面升降结合起来，通过等时地层格架的建立，在时间地层单元内进行地层充填结构和展布样式的研究，在盆地油气勘探和开发领域，包括盆地沉积演化史分析、地层与储层预测、隐蔽油气藏的勘探以及油气藏描述等方面均取得了成功。因而，层序地层学不仅变革了传统地层学和沉积学的理论，而且已成为一门能够指导油气勘探的应用学科。在石油和天然气工业强大生产力的推动下，层序地层学作为地层学的新的分支学科正在不断发展、完善。在认识与实践的反复过程中，层序地层学的不同学派也正在逐渐形成。

随着地球油气资源勘探的逐渐深入，世界寻找油气田勘探难度逐渐增大，勘探复杂性日趋增加。在长期勘探与开发的盆地中，构造油气藏的寻找日趋困难，隐蔽油气藏的勘探已逐渐提到议事日程上来。在这种形势下，石油地质学家迫切需要新的理论与技术提高地层划分与对比的精度，掌握地层分布特征，增加地层预测的精确性和准确性，为储层预测和隐蔽油气藏勘探提供科学依据。油藏工程师则要求建立高精度的地质模型，开展精细油藏描述，搞清油气水层和剩余油分布规律以提高油藏采收率。由此，测井处理与分析技术、三维地震勘探技术、高分辨率地震勘探等地球物理勘探的新技术与新方法不断涌现，借助于这些新技术，高分辨率层序地层学分析的理论和技术不断发展，在地层记录中可识别出的层序的分辨率也越来越高。

高分辨率层序地层学是以露头、测井、岩心和三维高分辨率地震反射资料为基础，以高分辨率层序地层理论为指导，运用精细地层划分和对比技术，建立区域、油田乃至油藏级高精度地层对比格架，在成因地层格架内对地层，包括生油层、储层和隔层进行评价和预测的一项理论和技术。关于高频层序的划分，根据硅质碎屑岩解释的全球海平面升降可以分为5个级别，频率范围为9～10 Ma，1～2 Ma，0.1～0.2 Ma，0.01～0.02 Ma，对应的层序地层单元分别属于二级、三级、四级、五级旋回，对应的地层单元为超层序、三级层序、四级层序、五级层序等。Mitchum和Vail（1991）按层序的时间跨度将层序划分为五级，即>50 Ma（一级层序）；5～50 Ma（二级层序）；0.5～5 Ma（三级层序）；0.1～0.5 Ma（四级层序）；0.01～0.15 Ma（五级层序）。上述分类中的四、五级层序属准层序或准

层序组级别。J.C.Van Wagoner 等人（1990）提出的构成体系域的基本组构单元——准层序组、准层序的概念及至层组、层、纹层组和纹层的多级次地层单元的划分，T.A.Cross 的多级次基准面旋回的划分与对比技术均属高分辨率层序地层学的研究范畴。

目前我国石油地质界广泛接受并运用的多是以 EXXON 公司 Vail 等人为代表的、以地震地层学为基础、以海平面升降旋回为主控因素的经典层序地层学理论及其分析方法。已出版的关于层序地层研究方面的著作或论文也多涉及的是该学派的理论与应用。经典层序地层学强调以三级“层序”，即以不整合面或与其可对比的整合面为界的、相对整合的、彼此成因上有联系的一套地层为基本研究对象。因而特别强调不整合面在层序划分中的作用。在层序地层构成分析中也多参照在海相被动大陆边缘建立的低位体系域、海进体系域、高位体系域三分的层序地层模式。在不整合发育的盆地区域的地层格架的建立中，Vail 等人的层序地层学理论与研究方法有其显著的适用性和可操作性，其层序地层模式也有可对比性。

与国内目前有关层序地层学的专著或译著不同，本书介绍的是以美国科罗拉多矿业学院 T. A. Cross 教授为代表的、以地层过程-响应动力学原理为指导、以基准面旋回为参照格架的高分辨率层序地层学理论与分析技术。该项理论与研究方法不仅可用于盆地地层格架的建立，同时由于它将层序地层学与沉积学理论和分析方法紧密结合起来，对于高分辨率层序地层格架的建立更有其明显的适用性和可操作性。其表现在：①基准面是控制地层形成的不同地质过程的综合反映，不需要以海平面为参照面，因此可以同时运用于海相盆地和陆相盆地；②该项技术将层序地层学与沉积学相结合，以相互标定的岩心、测井与高分辨率地震资料为基础，依据可容纳空间和 A/S 值的变化趋势识别基准面旋回界面，因而各级次、不同性质的基准面旋回均具有可识别性，在缺乏不整合发育的地层中，根据沉积作用的转换即可识别高频时间界面，因此可以进行高分辨率层序地层划分；③基准面旋回内部相域构成的三分特征在不同沉积环境，不同级次的层序中是客观存在的，基准面变化过程中相域的构成是由特定的沉积背景与沉积环境所决定的，不一定符合被动大陆边缘受海平面控制的三分（低位、海进、高位）地层模式。

自 20 世纪 80 年代以来，以多级次基准面旋回为参照面的高分辨率层序地层学的基本理论和研究方法在认识与实践的反复验证中不断完善，现已进入通过正、反演模型的建立对不同构造背景、不同沉积环境的地层进行定量预测的阶段。由于其在不同构造类型盆地、海相和陆相不同沉积环境形成的地层开展层序地层研究的广泛适用性、以及在以不整合面为界的三级层序中可以进行高精度等时地层单元划分与对比的特点，逐渐被美国的一些石油公司、法国的原 Elf 公司、挪威的 Statoil 公司、哥伦比亚的一些石油公司等接受。在油气勘探与开发的应用实践中，高分辨率层序地层学理论与技术正在不断完善与发展。

本书系统介绍了高分辨率层序地层学的基本理论与研究方法，以大量实例列举了该理论和方法在国内外不同沉积背景和沉积环境的地层划分、对比及油气勘探与开发中的应用。特别是在陆相盆地碎屑岩不同沉积环境中应用的实例，向读者展现了该理论与方法的广泛适用性与推广前景。

全书内容取材于科罗拉多矿业学院地质和地球物理系 T. A. Cross 的成因地层研究组和中国地质大学能源系相关科研组多年来的研究工作和科研成果、已发表和未发表的文章、硕士和博士研究生的论文等。

全书共分三大篇：第一篇主要论述高分辨率层序地层学的理论基础和研究方法；第二篇主要介绍了如何以露头、岩心、钻/测井、地震资料为基础识别多级次的基准面旋回，开展高分辨率层序地层划分与对比，并以具体实例介绍了高分辨率层序地层学在国内外油气勘探与开发中的应用，特别是陆相含油气盆地中的应用；第三篇为正、反演模型及在地层预测中的应用。

参加本书部分英文文献翻译工作的有中国地质大学能源系的博士研究生邢军、许红、张占松、汤军、陈清礼、王平等，辽河油田地质科学研究院的祝永军、张荧、李宏伟、彭峰、高益桁、张海琴、谢梅、马悦等。

目　　录

第三篇　地层正演、反演模型及应用

第　一　篇
高分辨率层序地层学的基础理论与研究方法

第一章　高分辨率层序地层学的基础理论

第一节　基准面与基准面旋回

一、概念

基准面的概念对于地质学家来说并不陌生，早在1917年Barrell就认识到地层层序是基准面穿越地表上升与下降运动过程的地质记录，但地质学家对基准面含义的理解却不尽相同（图1-1）。一些人认为，基准面即地貌学上的平衡剖面，进一步的认识是地层基准面为分隔沉积作用和剥蚀作用的理论均衡面，“在该面之上沉积物不能停留，该面之下可能发生沉积作用和埋藏作用”（Sloss，1963）。由于在基准面位于地表之上的地方，沉积物发生沉积作用，而在基准面位于地表之下的地方，沉积物发生剥蚀作用并被向下搬运到基准面位于地表之上的位置，由此，在某一个固定的地理位置，基准面穿越地表的上升和下降产生了地层记录，在这个位置上剥蚀或沉积作用交替发生，形成由不整合面分开的垂向相序。

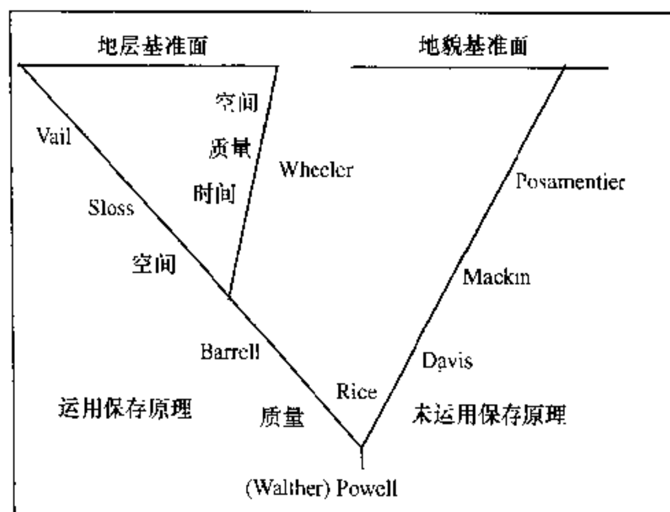


图1-1　基准面概念的演化及应用

（据T.A.Cross，1998）

Busch（1959）重新引入了地层旋回是在基准面旋回期间形成的沉积记录的概念。他把术语“成因层序”作为一个地层单位。一个成因层序是在一个增加和减少可容纳空间的基准面旋回期间堆积的沉积物进积/加积的地层单元。这个地层单元包含一个完整的基准面旋回期间在所有成因上有联系的沉积环境中堆积的沉积物（图1-2）。一个成因层序的半旋回边界发生在基准面上升到下降或下降到上升的转换位置。在不同的古地理环境，这些转换点或表现为地层不连续面，或表现为分别记录了可容纳空间增加或减小的整合地层。

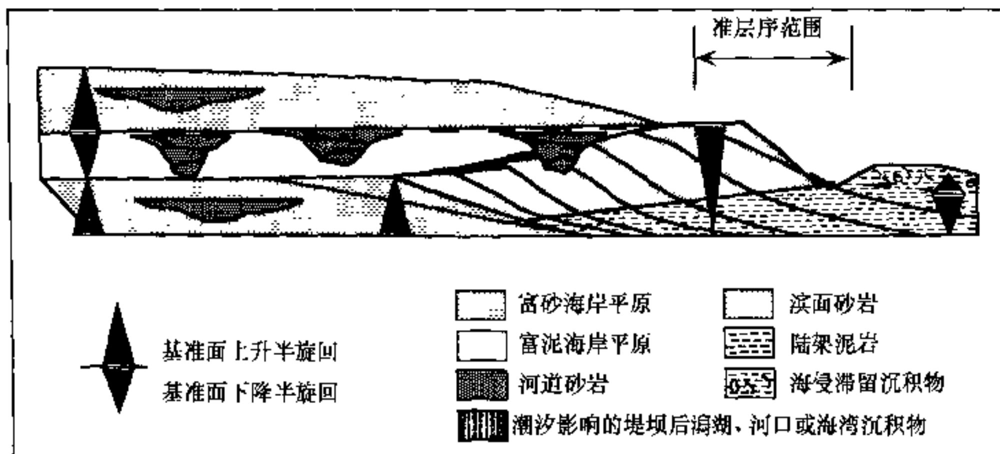


图 1-2 一个成因层序包含基准面旋回期间所有相邻环境沉积的沉积物

所以，在一个成因层序内的垂向相序满足“相”对比的 Walther 定律。如果地层不连续，其不连续面同成因层序边界一致。由此一个基准面旋回的全部过程被岩石 + 间断面的组合所记录。

Wheeler, H.E.（1964）认为，基准面旋回经历了一个时间域，基准面变化对沉积物保存程度和内部结构有直接的控制作用。Wheeler 提出了一个更加适合于地层分析的基准面概念，基准面既不是海平面，也不是海平面向陆方向延伸的水平面，同样不具有地貌学上的平衡剖面的定义。地层基准面是一个相对于地表波状起伏的、连续的、略向盆地方向下倾的抽象面（非物理面）。这个面相对于地表上升和下降，其位置、运动方向及升降幅度不断地随时间而变化。当基准面上升时，基准面与向海倾斜的地面的交点向上坡移动，使沉积物可以堆积的基准面之下的地表面积增加，并且增加了在陆相环境中沉积物堆积的能力；当基准面下降时，会发生相反的结果。Wheeler 认为，基准面是一种状态，在这种状态下，要求搬运沉积物的能量与储存沉积物的能量是平衡的。

T. A. Cross 等引用并发展了 Wheeler（1964）关于基准面的含义，明确指出：基准面为一个势能面，它反映了地球表面与力求其平衡的地表过程间的不平衡程度。要达到平衡，地表要不断地通过沉积或侵蚀作用改变其形态，使其向靠近基准面的方向运动。因此，基准面描述了迫使地表上、下移动到某一个位置的能量。在这个位置上，地形梯度、沉积物供给和可容纳空间是平衡的（图 1-3）。基准面在变化中总是具有向其幅度的最大值或最小值单向移动的趋势，构成一个完整的上升与下降旋回。基准面的一个上升与下降旋回称为一个基准面旋回（base level cycle）。基准面可以完全在地表之上或地表之下摆动，也可以穿越地表摆动到地表之下再返回，后者称之为基准面穿越旋回（base level transit cycle）。基准面由上升到下降或由下降到上升的转换位置称之为基准面旋回的转换点（turnaround point）。

不论规模的大小，每种规模的基准面旋回导致的地层旋回都是时间地层单元，因为它们是在基准面旋回变化期间由成因上有联系的沉积环境中堆积的地层记录构成。由于基准面旋回运动在地表之下时产生剥蚀作用，基准面旋回所经历的全部时间由地层记录（岩石）和沉积间断面组成。

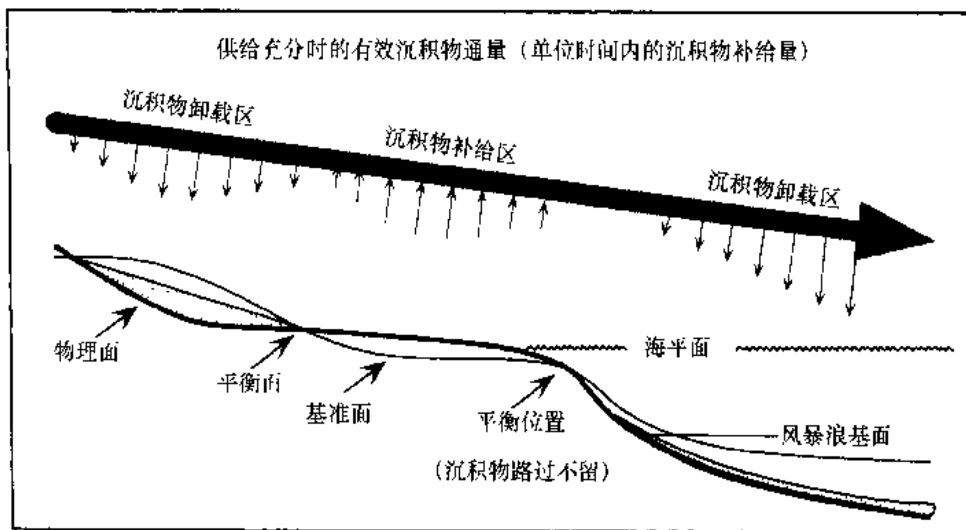


图1-3 基准面、可容纳空间和反映可容纳空间与沉积物供给之间平衡时的地貌状态
（据T. A. Cross，1994，修改）

地层旋回的多级次特征说明了基准面旋回的多级次性。最短期的地层旋回是符合沉积相序或相组合基本定律（Walther定律）的进积/加积的地层单元，即成因地层单元（也可以称作成因层序）。一个成因层序包括在一个基准面旋回期间相互联系的沉积环境中堆积的，并在地层记录中得以保存的所有沉积物。成因层序的相序符合Walther定律。短期地层旋回由短期基准面旋回期间堆积在侧向上有联系的沉积环境中保存下来的沉积物组成。连续的短期地层旋回在某些地区可以被地层不连续界面分开，地层不连续面可以是基准面上升和下降期间形成的侵蚀不整合面、沉积物路过不留面和非沉积作用间断面。在某些地区可以被基准面上升到下降或下降到上升的整合地层分开，通过旋回对称性、地层结构和相序的变化可以识别出这些转换界面。

二、基准面旋回变化的主控因素

前面已谈到，基准面是抽象的、非物理的界面，而且地层旋回的存在表明的确存在一个变化的势能面，其通过制约可容纳空间变化而控制着地层的沉积与保存作用，这就是地层基准面。经典层序地层学曾总结出了控制层序形成与发育的四大要素，即构造沉降、全球海平面升降、沉积物补给与气候。事实上，这些要素综合作用的结果反映在基准面的变化上，基准面相对于地表位置的变化又控制了层序发育特征。基准面的变化是海平面、构造沉降、沉积物补给、沉积负荷补偿、沉积压实与沉积地形等各要素变化的综合反映，是这些参数相对比值变化的结果。

与海相盆地不同，在陆相盆地中，基底沉降、沉积物供给和气候对基准面变化和层序发育的控制作用更加明显。其中，构造运动的控制作用至关重要。陆相盆地构造运动强烈、具有很强的分割性。如我国东部断陷盆地形成早期，由于拉张作用造成软流圈上拱而具裂陷性质，晚期因热流扩散岩石圈冷却收缩而具坳陷性质。盆地的拉张裂陷时期盆缘同生正断层事件是构造运动的主要形式，是一个不连续的、多旋回的幕式沉降过程（张万选，1994）。断层活动中应力的积累与释放决定了断裂作用以不连续的间歇式活动完成，即幕式运动。断层的幕式活动造成断块基底沉降的阶段性及至可容纳空间的周期性变化。

断层幕式活动的规模、幅度和强度则控制着可容纳空间的变化速率。边界控盆断裂幕式活动形成长期地层旋回，期间产生的次级幕式活动形成次一级的地层旋回，由此导致断陷盆地充填地层的多级次旋回特征。

不同级次的基准面旋回形成的主要控制因素不同。构造基准面旋回的形成受区域构造运动控制，多与盆地的演化阶段有关。气候的变化仅影响沉积物的补给量和沉积物类型。对长期基准面旋回内部次级、高频基准面旋回来说，除受局部构造运动控制外，沉积物补给量的变化对旋回的形成与发育的影响明显增强。构造旋回也可以划分为不同的级次，形成不同级次的不整合面或沉积间断面。构造基准面旋回的级次愈高，形成的地层旋回在盆地内的可对比程度愈差。区域构造运动形成的长期基准面旋回在盆地范围内可以追踪对比，如断陷盆地控盆边界断裂活动形成的基准面旋回。规模次一级的基准面旋回可以由二级断裂的活动造成，在二级构造单元或局部地区的可对比性强。更次一级的基准面旋回受构造沉降与沉积物补给双重作用的控制更加明显。短期基准面旋回的形成除了与构造运动、沉积物补给作用等因素有关外，自旋回作用对地层旋回形成的影响逐渐增加，如河流的决口、三角洲朵叶体迁移等，因而一般仅能在沉积体内部进行追踪与对比。

对陆相湖盆来说，周期性的构造运动、交替变化的古气候条件、断层的间歇性活动都会引起基准面的周期性升降变化、湖盆水体深度和水域大小的变化、沉积物供给速率的变化，最终导致可容纳空间的变化，由此决定了地层旋回的形成与发育特征。

第二节　基准面旋回与 A/S 值

控制沉积物在地表形成、分布和保存的诸多的物理、化学和生物作用可归纳为两个地层变量，即可容纳空间（A）和沉积物供给（S），二者以比值形式（A/S）表示。一组地表过程可以合并为变量 A，其控制地表相对于地层基准面上升或下降形成的沉积物贮存的潜在能力。控制可容纳空间的地质过程包括构造运动、机械和热负载的岩石圈响应、沉积压实作用和流动分异作用、层间流体的流动以及海平面变化等。地表相对于地层基准面向下运动时，沉积物贮存潜能增大；地表在地层基准面之上向上运动时，剥蚀潜能增大。另一组地表过程合并为变量 S，其控制沉积的产物及其再分布，通过增加和减少沉积物，使地表向上或向下、靠近或远离地层基准面运动。这些地表过程包括气候、地形起伏、地貌高程、植被、源区的岩石类型、营养供应、生物富集程度及生产能力、风化剥蚀速度和水动力能量等。当沉积物堆积作用致使地表向上、向地层基准面移动时，发生沉积物堆积作用的潜力逐渐降低，而发生沉积物路过不留的潜力增加。

两个变量的所有过程可用能量术语——牛顿·米表示。当能量需要地表向上或向下、靠近或远离地层基准面运动时，每个过程都是可测定的。由于两个术语的单位都是牛顿·米，两个变量可表示为无量纲的可容纳空间与沉积物供给比值（A/S）。把诸多的沉积过程组成两个变量，并用比值来表示的主要原因之一是：通常我们不能分辨每个过程对整个地层响应的贡献。没有某一地层响应归功于某一单独的地质过程，诸多响应与单种作用或作用组合的关系可能是非线性的。我们可以观察到某种地层响应，然后用 A/S 值分析地质过程的综合。用量化技术，如地层反演技术（Lessenger and Cross，1996），至少能够分辨某些过程对地层响应的贡献。

可容纳空间指的是地表和基准面之间可供沉积物堆积的空间体积。基准面相对于地表的升降会使可容纳空间产生变化。当基准面位于地表之上时，提供了可供沉积物堆积的空间，就会发生沉积作用，此时的任何侵蚀作用均是局部的或暂时的。随着基准面相对于地表的进一步上升，可容纳空间不断增大，可供沉积物在该可容纳空间内堆积的潜在速度增加。但此时沉积物堆积的实际速度还受控于搬运物质的地质过程。也就是说，可容纳空间控制了某一时间内，某一地理位置沉积物堆积的最大值，A/S 值则决定了可容纳空间内沉积物堆积速度、保存程度和内部结构（如堆积样式）等。当沉积物补给速率大于可容纳空间增加速率（$A/S<1$）时，海（湖）岸线向盆地方向推进，沉积物发生进积作用；当沉积物补给速率小于可容纳空间增加速率（$A/S>1$）时，海（湖）侵作用发生，沉积物发生退积作用。当基准面位于地表之下时，可容纳空间消失，此时的任何沉积作用均是暂时的和局部的。随着基准面相对于地表进一步下降，侵蚀作用的潜在速度增加，但实际速度也受将沉积物搬离地表的地质过程所限制。当基准面与地表一致时，既无沉积作用又无侵蚀作用发生，沉积物仅仅路过而已。因而，在基准面变化的连续的时间域内，在地表的不同地理位置表现为四种地质作用状态，即沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过时既无沉积作用出现又无侵蚀作用发生的沉积间断（非沉积作用）及沉积物非补偿（$A/S\to\infty$）产生的饥饿性沉积作用。由此造成地层记录中代表基准面旋回变化的时间-空间事件由岩石或岩石＋界面（不整合面或沉积间断面）组成（图 1-4）。

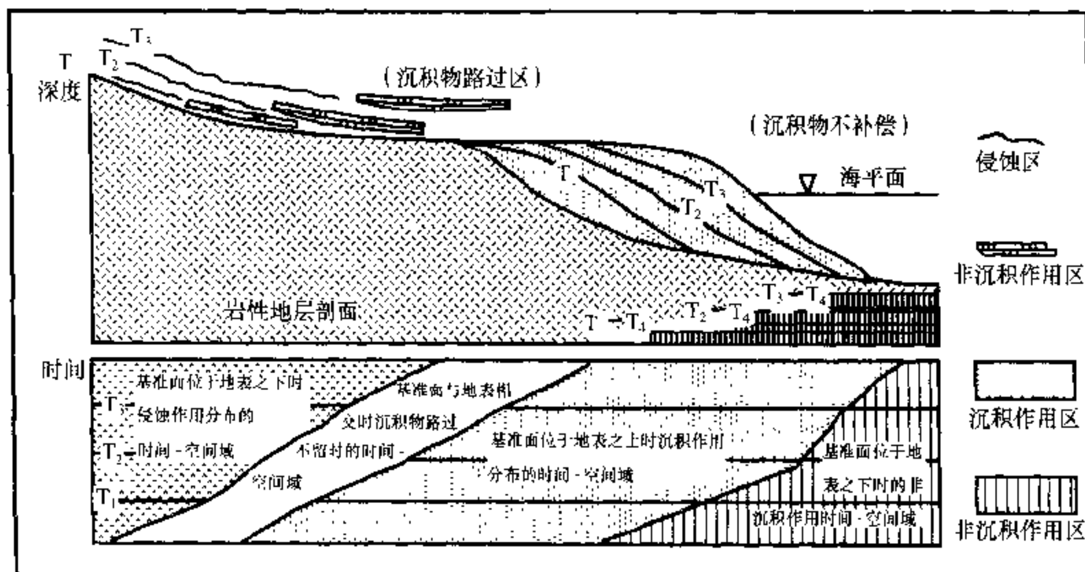


图 1-4　岩性地层剖面及侵蚀作用、沉积物的路过、沉积作用和非补偿沉积作用的时空迁移对比图解
（据 H. E. Wheeler, 1964）

地层过程控制可容纳空间和沉积物供给的动态变化，从而控制了原始三维地貌要素的保存能力。有些情况下，地层的 A/S 值还控制着地貌要素的形成环境。保存能力可以由保存在地层中的原始三维地貌沉积体的多样性及其比例确定。在基准面上升期间可容纳空间增加时沉积物体积和地貌要素较下降期间可容纳空间减小时保存程度要完整。由此，在基准面旋回的不同位置地层特征也不同。大量的地层学和沉积学性质，包括岩石物性、相

组合和相序、层组厚度、地层结构及地层不整合面出现的频率等，都记录了保存程度和 A/S 值条件。

A/S 值增大和减小的趋势与侧向上相关的沉积环境沿斜坡的上下迁移是一致的。通常"相模式"所描述的沉积学和地层学的特性实际上是基准面变化过程中不同位置的地层特性的混合。由图 1-5 可以看出，海岸线形态的变化就是 A/S 值随时间推移的变化产生的。基准面下降期间，向陆方向可容纳空间减小，盆地高部位的沉积物的存储能力降低，

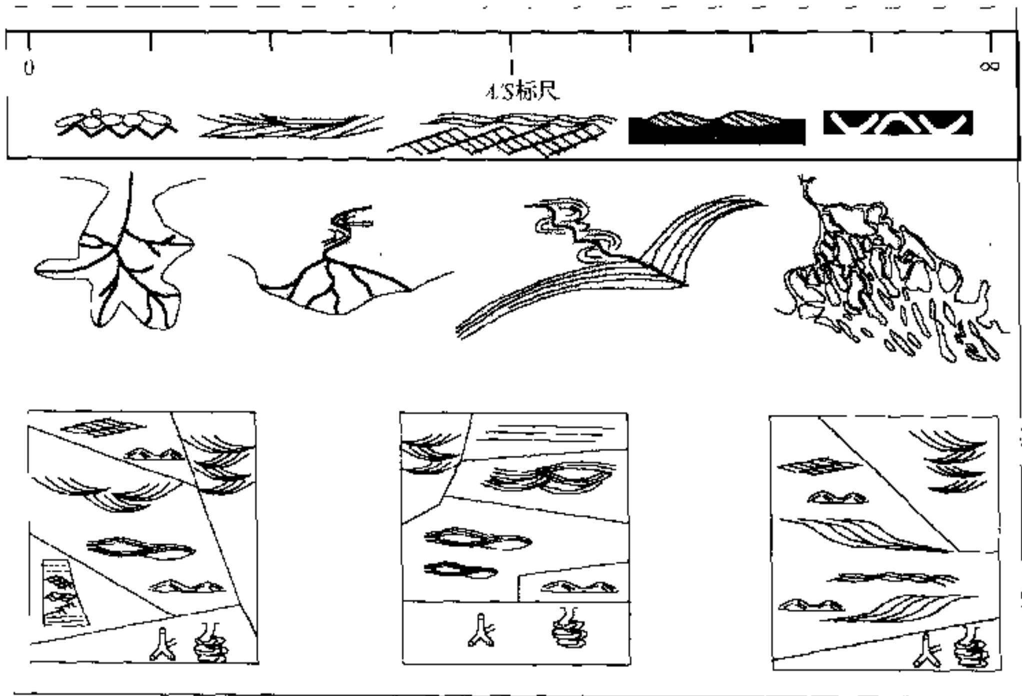


图 1-5 随 A/S 值变化的不同三角洲类型及其相组成的变化

（据 Cross，1999）

多数沉积物经过海岸平原路过不留而堆积在滨面陆架上。基准面上升期间，向陆方向的可容纳空间增大，高部位的沉积物储存能力增加，搬运至滨面的沉积物较少（Barell，1912；Cotton，1918；Cross 等，1993）。三角洲的类型变化实际上与 A/S 值变化密切相关。随着海岸部位河流作用增强，河流供给沉积物的增加，海浪和潮汐通过对河流沉积物再分配而改变海岸地形中所起的作用逐渐减小，三角洲发育成鸟足状或朵状。随着河流向海岸输入沉积物的减少，海岸线弯曲度变小，并逐渐由海浪作用所控制。当沉积物供给进一步减少时，海岸因水淹而变成港湾形，近海地区受潮流的影响更显著。海岸地貌的这些变化是沉积物供给与存储能力平衡关系变化的产物，它制约着出现在相同地貌位置的沉积环境，并因此控制了进入地层记录中的相和相组合特征。

第三节 可容纳空间与沉积物的体积分配

一、沉积物体积分配的概念

在基准面变化过程中发生的沉积物体积分配作用最先由 Barrel（1912）和 Cotton

(1918) 识别出来。沉积物体积分配是基准面旋回内不同沉积环境可容纳空间动态变化的结果。它指的是基准面旋回过程中可容纳空间大小随地理位置变化，由此，堆积在可比较的沉积环境中的沉积物体积发生时空变化（Cross，1988）。基准面上升期，地表和基准面的交点向上坡方向移动，扩大了可容纳空间的范围，增加了向盆地边缘部位沉积物储存的能力，及至引起堆积在盆地边缘相域内的沉积物体积的增加。盆地边缘相域内沉积物储存空间的增加必然减少了向下坡方向搬运的有效沉积物体积，由此堆积在靠近盆地中心位置相域内的沉积物体积相应减少。基准面下降期，盆地边缘相域的可容纳空间比该旋回基准面上升期的可容纳空间小，被搬运到盆地中心位置的沉积物体积增加。因此，在盆地从陆相到海相环境的广泛区域内，与基准面上升期相比，基准面下降期沉积物在冲积平原和海岸平原环境中多发生路过冲刷作用，更多的沉积物堆积在下坡临滨和陆架相域中。而基准面上升期间，在盆地边缘上坡位置储存能力增加，较少的沉积物被搬运到下坡相域。这种在基准面旋回期间，在相域内保存不同沉积物体积的过程称之为"沉积物体积分配"。

图 1-6 说明了海岸平原—滨海相域可容纳空间位置的迁移（图 1-6A）及导致的沉积物的体积分配和地层堆积样式的变化（图 1-6B）。在二维剖面上，沉积物的体积分配作用直

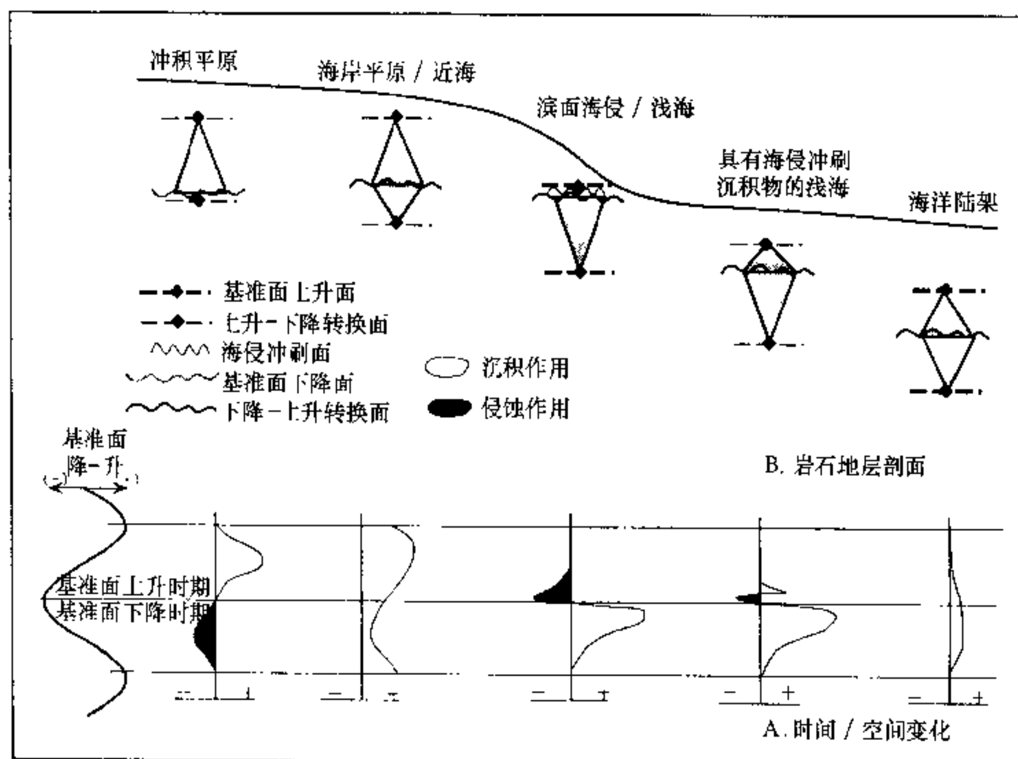


图 1-6　基准面穿越旋回期间不同相域的沉积物体积分配

（据 T. A. Cross，1998）

接表现为同一沉积体系的地层在相同时间单元内、不同地理位置沉积地层厚度的变化。由此可以看出，沉积物的体积分配作用是基准面旋回变化过程中，相同相域不同沉积环境中可容纳空间的四维（空间＋时间）动力学变化的结果。

基准面旋回及其伴随的可容纳空间的变化过程中的沉积物的体积分配作用表明地层过

程-响应系统遵循能量守恒定律。Barrell（1917）早就认识到："一个不整合标志着一个时间域，该时间域在其他区域表现为地层沉积"。也就是说，如果某一地区存在一个不整合面，在不整合面的下坡终点位置必然存在着在时间上与其相当的由该不整合面剥蚀搬运而来的沉积物堆积的地层。由此，可以联想到湖盆或海盆边缘发育的三角洲或扇三角洲顶超现象向盆地方向必然存在着沉积物的前积作用；向上变浅的"准层序"仅发育在临滨或三角洲前缘部位，沿斜坡向上的海岸平原或冲积平原位置必然存在着与海（湖）泛期对应的沉积物的堆积作用；低水位的下切河谷的存在意味着沿斜坡向下在盆地中心部位会发生盆底扇或类似的沉积体。正是由于沉积物的体积分配作用，某一地区地层记录所具有的信息（地层保存程度、几何形态、内部结构等）必然包含着在时间上与其相同的另一个地区的地层（或不整合）属性的信息。也正因为如此，地层记录才具有时空分布的有序性和三维空间分布的可预测性。

沉积物体积分配作用导致或影响相域诸多的几何特征和岩性特征，这些特征包括成因层序叠置样式、作为地层和地理位置函数的地层旋回的对称性、地层不连续面出现的频率、相分异、原始地貌要素的保存程度和地层构架特征等。沉积物体积分配还决定了哪些岩石和哪些地层不连续面在时间上是相等的。如果用严格的、独立的操作认识这些在基准面旋回期间增加和减少可容纳空间的沉积学和地层学响应，那么准确的、高分辨率的地层对比和预测是可能的（Cross，1991）。

二、沉积物体积分配的地层学和沉积学响应

沉积物体积分配是一个重要的概念，因为沉积物的体积变化反映了 A/S 值在时间域和空间域的变化。其结果直接伴随着：①地层旋回的对称性随时间和空间的变化；②进积/加积地层单元的叠加样式；③反映原始地貌要素保存程度的相分异作用，具体包括原始地貌的几何形态、沉积物的保存程度、沉积厚度、地层不连续界面出现的频率、沉积物的内部结构、流体流动单元的连通性、岩石非均质性等一系列地层学和沉积学响应。T. A. Cross（1998)指出："地层和相的所有其他属性都由沉积物的体积分配作用控制，或与沉积物体积分配作用有关。"只有从基准面旋回和可容纳空间变化产生的沉积物体积分配的过程-响应动力学观点出发，才有可能理解其导致的诸多的地层学和沉积学性质，并根据这些性质反演基准面旋回，开展正确的时间地层单元对比，建立时间地层对比格架，并解释与预测地层性质时空分布的变化。

1. 旋回对称性的变化

旋回对称性是基准面变化过程中上升半旋回时间和下降半旋回时间形成的岩石记录的一种特征。所谓对称性旋回指的是基准面半周期内包含大致相等的岩石厚度，相序表现出 ABCDCBA 或 CDWXWDC 形式，这里的 ABCD 和 WXYZ 分别代表海相和陆相相域内的相序特征。不对称旋回则以基准面下降时期堆积的沉积物为主或基准面上升时期堆积的沉积物为主。不对称基准面下降旋回具有 ABCDABCD 或 CDWXCDWX 形式的相序特征，不对称基准面上升旋回相序以 ZYXWZYXW 或 XWDCXWDC 形式出现（图 1-7)。

旋回对称性随地理和地层位置的改变是沉积物体积分配的地层学响应，旋回对称性的变化是地层对比的重要辅助信息。图 1-6 表示了一个成因层序（加积/进积地层单元）在基准面旋回变化过程中由于沉积物的体积分配作用导致的地层旋回对称性的变化。沿着原始倾斜剖面，由斜坡向盆地方向地层发生由基准面上升非对称旋回到对称旋回再到基准面

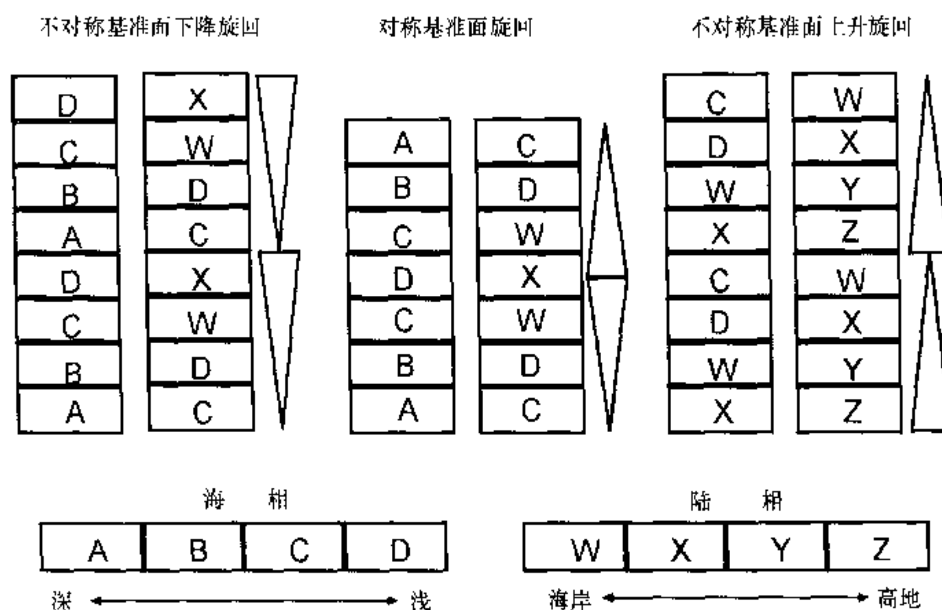


图 1-7 地层旋回对称性示意图

下降非对称旋回的变化。斜坡上部，在冲积平原或海岸平原上坡位置，由于基准面下降期间在该处大量沉积物剥蚀或路过被搬运到下坡位置，因而地层旋回由基准面下降不整合（或沉积间断）和上覆的基准面上升期间堆积的沉积物组成，形成由基准面上升期沉积构成的不对称旋回。在海岸平原向下坡的位置，由于基准面上升和下降期间均有足够的可容纳空间使沉积物得以保存，形成对称的地层旋回；继续向海方向，由于海泛作用的增强，地层旋回逐渐失去了基准面上升部分，最后完全由以洪泛面为界的临滨砂岩构成的基准面下降旋回组成，即“向上变浅的旋回”或“准层序”（Wagoner，1990）；向盆地中心位置，地层旋回的对称性又逐渐增加。

地层旋回的对称性变化表明，在沉积地层单元沉积的范围内，由于沉积物的体积分配作用，沉积物的堆积作用是不连续的。因而，正如上一节所述，在不同的地理位置，地层有时由岩石 + 岩石组成，有时由岩石 + 不连续界面组成。其时间对比关系是：冲积平原环境基准面下降期间形成的地层不连续面在时间上相当于沿斜坡向下临滨或三角洲环境中基准面下降期形成的地层；临滨位置的“准层序”上覆的洪泛面（海侵冲刷不整合）在时间上相当于海岸平原和冲积平原位置基准面上升期沉积的地层。

图 1-8 为犹他州中部白垩系海岸平原—滨面相 Ferron 砂岩中沉积物体积分配和旋回对称性变化的实例，临滨位置地层旋回为非对称性的基准面下降半旋回，其上发育厚度很薄的海侵滞留沉积物；向岸线方向，代表基准面上升的海侵沉积厚度逐渐增厚；在海岸平原和浅海交互的沉积环境，旋回对称而且厚度比临滨旋回大；沿斜坡向上坡至海岸平原位置，旋回对称性又变差，并逐渐变为不对称、以基准面上升为主的旋回（Gardner，1993）。

2. 成因地层单元的叠加样式

在较长期的地层旋回内，沉积物体积分配决定了连续沉积的进积/加积地层单元的叠加样式。以海岸平原—临滨—浅海陆架沉积剖面为例，长期基准面旋回下降期间，构成长

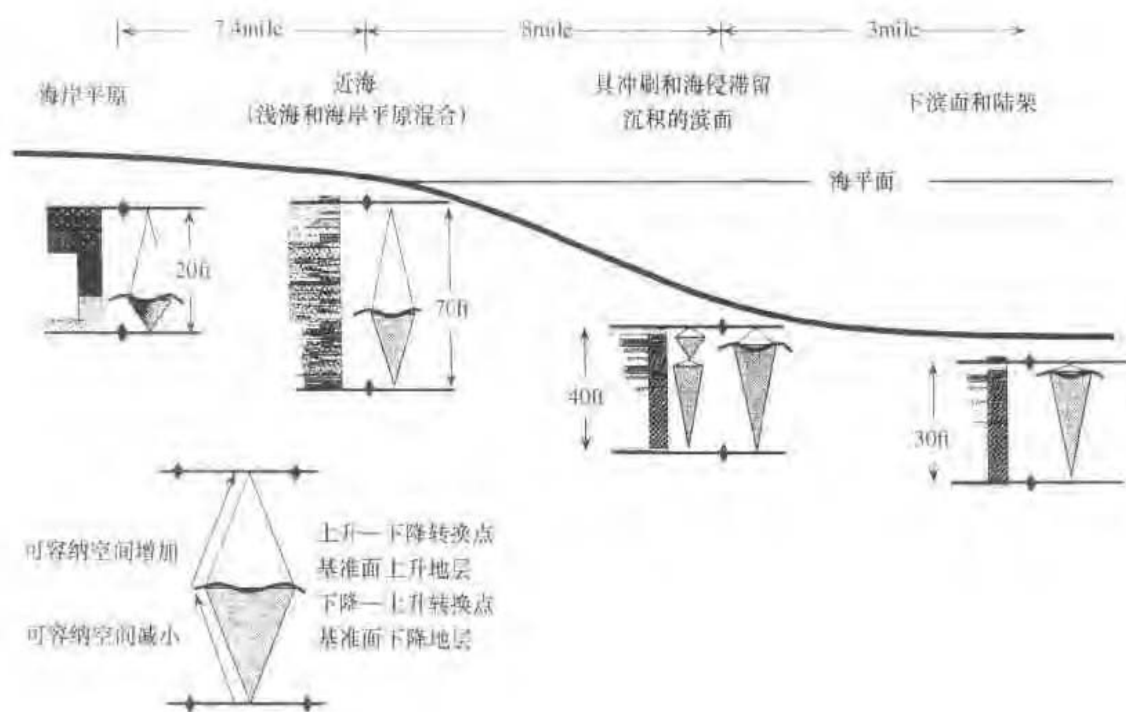


图 1-8 一个成因层序内不同地理位置的旋回对称性变化

1 mile = 1.609 km; 1 ft = 0.305 m，全书同

期地层旋回的成因层序呈进积叠加样式（seaward-stepping），由于沉积物向盆地搬运能力的增加，海岸平原相域沉积物储存能力的逐渐减小，冲积平原或海岸平原成因层序的厚度自下而上逐渐变薄，旋回的对称性逐渐变差直至仅由基准面上升半旋回组成，其顶部可能出现陆上不整合。在临滨相域内，随着自海岸平原搬运来的沉积物逐渐增加，成因层序厚度向上增大、旋回的对称性逐渐变差直至仅由基准面下降半旋回组成（图 1-9）。长期基准面

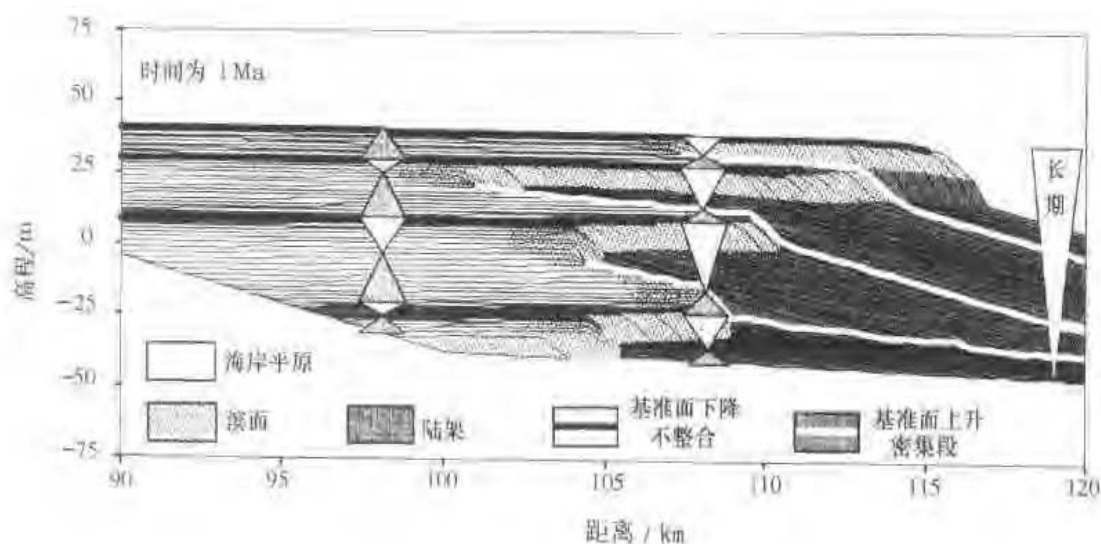


图 1-9 长期基准面下降期沉积的向海进积的成因层序

上升期间，构成长期地层旋回的成因层序呈退积叠加样式（landward-stepping），海岸平原相域内成因层序厚度向上厚度逐渐变厚，旋回的对称性变好，由非对称的基准面上升旋回向更对称的旋回变化，反映了海岸平原相域储存能力随时间的增加。由于冲积平原沉积作用增强，沉积厚度增大，在临滨和陆架相域成因地层旋回厚度向上逐渐变薄，但旋回的对称性变好，从非对称的基准面下降旋回渐变为对称旋回。海岸平原相域旋回厚度向上的增加同临滨和陆架相域旋回厚度向上变薄有关（图 1-10）。成因地层单元的垂向加积样式（vertical-stepping）则形成于基准面上升的末期或下降的早期，可容纳空间没有明显的变化。

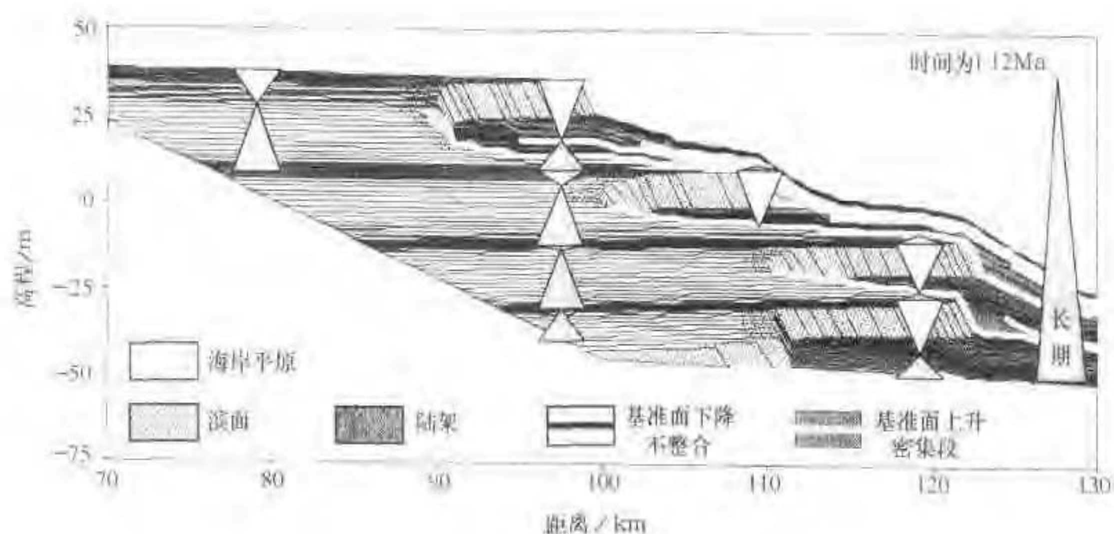


图 1-10 长期基准面上升期沉积的向陆退积的成因层序

第四节 “相”分异作用

在基准面旋回及其伴随的可容纳空间的变化过程中，岩石记录的地层学和沉积学响应遵循能量守恒定律，由此导致沉积物体积分配作用，沉积物体积的变化又必然发生“相”的分异作用。相分异作用是指在基准面旋回中岩石的沉积学和地层学属性的变化（Cross，1998），具体指地层的几何形态、相组合和相序、岩石多样性、层理类型和岩石物性的差异，这些地层的差异存在于基准面旋回过程中相同相域的不同位置处。相分异反映了原始地貌要素保存的程度，以及存在于不同时间的沉积环境中的地貌要素类型的变化。相分异作用是同一地理位置相同沉积环境或沉积相几何形态、相类型、岩石内部结构的差异及岩石层间和层内非均质性产生的主要原因。

相分异作用有两种主要的类型。第一种是在基准面变化周期中的单个相属性的改变例如，高可容纳空间与低可容纳空间形成的河道砂体，其几何形态（宽度与厚度比）、侧向连续性、相互截切程度、底形类别与保存程度、底部滞留沉积厚度与类型等均有明显差异（图 1-11）。又如，同是辫状河流沉积，尽管原始地貌要素相同，但由于受沉积物沉积时可容纳空间的限制，在低可容纳空间时期堆积在辫状河流的沉积物相的多样性有限，与

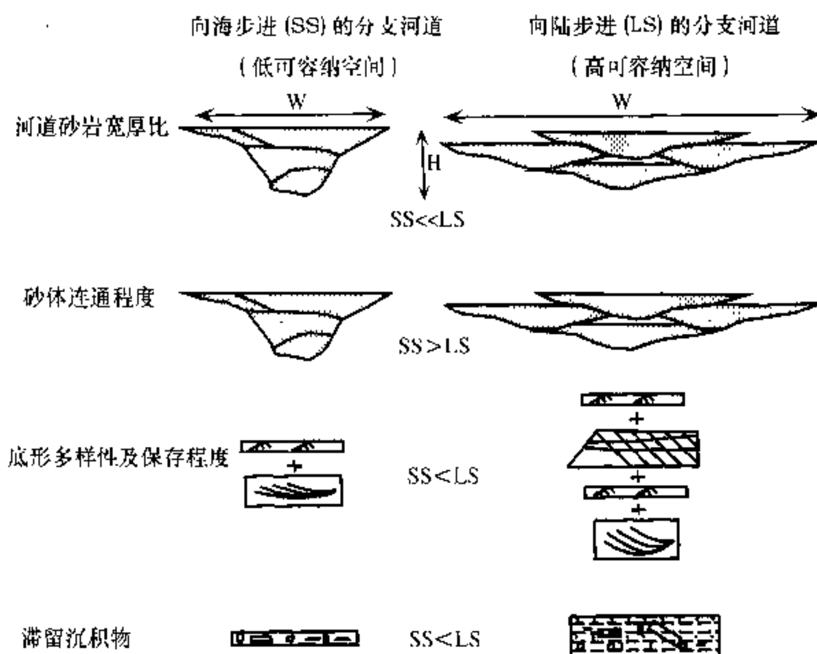


图 1-11　不同可容纳空间条件下分支河道的相分异作用
（据 Cross，1993）

其相对照，在高可容纳空间时辫状河流的沉积物相的多样性增加（图 1-12），表明其原始地貌要素以更多类型和更大比例地保存。

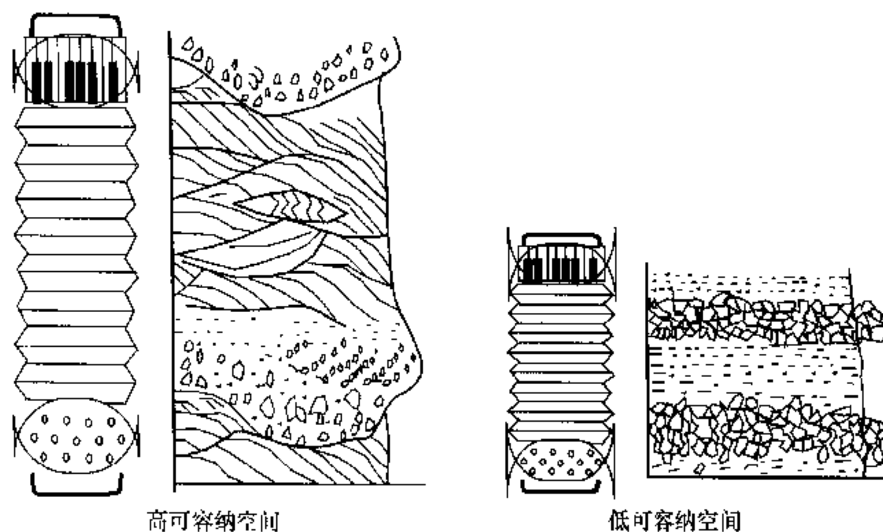


图 1-12　响应于可容纳空间与沉积物供给比值变化的辫状河的相分异作用

第二种相分异作用类型表现为在沉积地形剖面的相同位置相和/或相序的完全变化。这些相组合的变化反映了沉积环境的地貌组成的变化。常见的例子是基准面下降期以波浪为主的开阔海相临滨沉积环境与基准面上升期开阔海湾、河口湾环境以潮汐流为主的沉积环境的交替，地貌要素交替出现在沿地形沉积剖面的相同位置和相同的水深范围。实际

上，面向开阔海、以波浪为主的平直海岸在基准面上升和可容纳空间增大期间暂时被海湾化了的海岸取代，在那儿波浪能量被减弱，潮流增强（图 1-5）。

由上述分析不难看出，作为可容纳空间和沉积物供给（A/S）的函数，沉积物沉积时期，单位时间内沉积的地层厚度，即沉积物堆积的平均速率同地层不连续界面出现的频率成反比，同相分异程度成正比。相分异的程度反映了地层记录中原始地貌元素保存的数量和比例。上述关系可用图解的形式表示（图 1-13）。当 A/S 值很低时，可容纳空间是沉

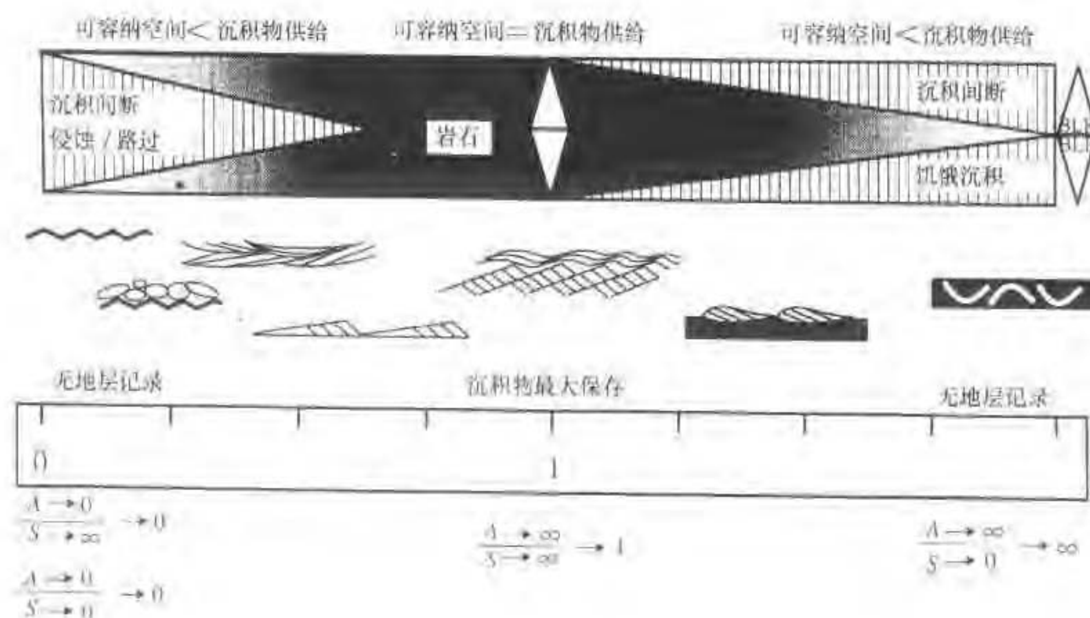


图 1-13　可容纳空间、沉积物供给、基准面旋回、沉积物堆积的时-空区域和地貌要素保存程度之间的关系图解

积物堆积和相分异的限制因素，如果不存在可容纳空间，也就没有沉积物堆积。地层记录表现为侵蚀面或沉积物路过冲刷面。向下坡位置，侵蚀面或路过冲刷面被缓慢沉积物堆积的地层带所代替。在这里，基准面位于地表上面较低的位置。由于可容纳空间低，只有那些具有最大保存潜力的地貌要素（例如，陆相环境中充填最深河道冲刷面之上的沉积物）才能在地层记录中保存下来；另外一些具有较低保存潜力的地貌要素重复出现，结果表现为低的相分异。在低的可容纳空间背景下，基准面上升时，沉积物堆积，基准面下降时，发生侵蚀作用或沉积物路过冲刷作用。当 A/S 值趋向于 1，可容纳空间和沉积物供给速率均较高时，沉积物堆积速率和相分异程度逐渐增加，在沉积环境内逐渐有更多的地貌元素保存。此时，基准面上升和下降期间沉积物均可发生沉积作用，地层不连续界面较为罕见。由于上坡方向沉积物储存能力增强，向盆地方向的供给的沉积物逐渐减少，A/S 值增加，沉积物堆积速率减小。沉积物主要在基准面下降期间被搬运到该位置，非沉积作用间断面代表基准面上升时间。地层不连续面出现的频率的增加，地层旋回变薄。相均质性较强是由于沉积作用缓慢，以及物理作用和生物作用再改造的结果。

第二章 基准面旋回的识别与对比技术

以多级次基准面为参照面的地层对比是高分辨率地层对比。高分辨率层序地层的识别与对比在石油勘探和开发中是必要的，主要原因在于：第一，地层对比是读取绘制构造图和等厚图数值的基础；第二、地层和相的属性都是由沉积物体积分配所控制，或者与沉积物体积分配有关系，包括相域内沉积物的体积、流体流动单元的连接、岩性非均质性、三维空间相的连续性和地层的弹性与水力学岩石物理特征等。而沉积物体积分配作用只能靠高分辨率地层对比来识别（Cross 等，1993）。

第一节 基准面旋回的识别

地层记录中不同级次的地层旋回记录了相应级次的基准面旋回。高分辨率等时地层对比的关键是识别地层记录中这些代表多级次基准面旋回的地层旋回。根据基准面旋回和可容纳空间变化原理，地层的旋回性是基准面相对于地表位置的变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过不留时形成的非沉积作用和沉积欠补偿作用随时间发生空间迁移的地层响应。因而，每一级次的地层旋回内必然存在着能反映相应级次基准面旋回所经历的时间中 A/S 值变化的“痕迹”，以露头、钻井、测井和地震资料为基础，根据这些“痕迹”识别基准面旋回是高分辨率层序划分和对比的基础。

一、基准面旋回识别方法

首先要提到的是，基准面旋回在变化过程中，可以穿越地表运动。穿越地表的基准面旋回所经历的时间由基准面位于地表之上时形成的岩石记录与基准面下降到地表之下时产生的不整合界面组成。基准面也可以只在地表之上运动，这种情况下，基准面上升期和下降期的沉积物均得以保存。沉积间断面，特别是不整合面在地层记录中并不发育，但基准面相对于地表的升降仍能在地层记录中反映出来。因而与 EXXON 经典层序地层学中“层序”的概念不同，高分辨率层序地层单元（时间单元）的界面并不一定是不整合面，它可以是不整合面或沉积作用间断面，也可以是沉积作用的转换面。在不整合或沉积间断面不发育的地区，基准面旋回的界面通常是通过沉积作用的转换识别出来的。

一维剖面层序地层分析是通过不同级次的基准面旋回的识别与划分来实现的。多级次基准面旋回的划分首先要从识别构成地层旋回的最基本的成因地层单元开始，然后分析连续的成因地层单元在纵向上的排列或叠加样式，逐步合并较短期旋回为较长期地层旋回。

无论短期地层旋回或较长期地层旋回的识别都是通过 A/S 值变化的趋势分析进行的。短期旋回中 A/S 值的变化趋势可以通过能指示沉积物形成时的水深、沉积物保存程度的相序、相组合和相分异作用进行。更长期基准面旋回中 A/S 值的变化趋势可以通过短期旋回的叠加样式、旋回的对称程度变化、旋回加厚或变薄的趋势和地层不连续界面性质及界面出现的频率、岩石与界面出现的位置和比例等来实现。概括起来，用来识别不同级次

基准面旋回的沉积学与地层学特征包括以下几个方面：①单一相物理性质的垂向变化；②相序与相组合的变化；③旋回对称性的变化；④旋回叠加样式的变化；⑤地层几何形态与接触关系（图 2-1）。

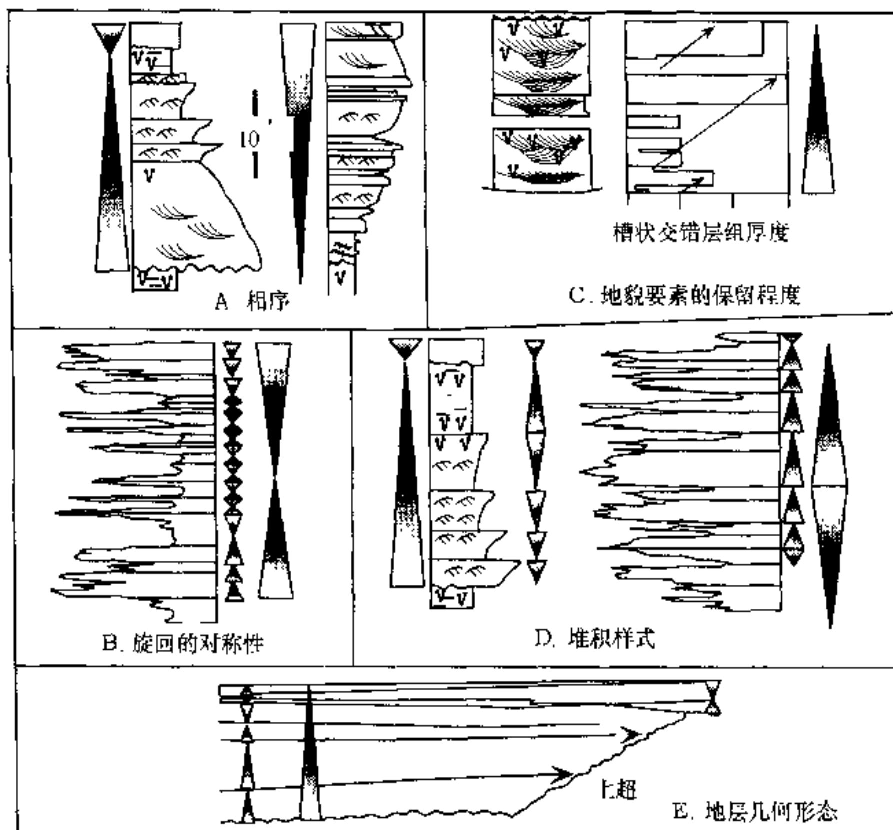


图 2-1 基准面旋回的识别标志

露头/岩心资料通常是识别短期基准面旋回的基础。测井曲线分析是通过短期旋回的叠加样式分析识别较长期基准面旋回的最好手段。地震资料除了可以通过反射终端的性质分析识别三级层序界面外，精细井-震标定后的地震剖面还可以在三级层序内进一步识别较高级次的基准面旋回。无论以哪种资料为主确定的基准面旋回，都要经过岩-电-震之间的相互标定与验证才能提高旋回识别的精度与可靠性（图 2-2）。

二、基准面旋回的识别标志

1. 岩性剖面上的识别标志

岩心、钻井，特别是三维露头剖面较测井、地震反射剖面具有更高的分辨率，因而是基准面旋回，特别是较短期基准面旋回（成因层序）识别的基础。

地层剖面上最短期的地层旋回（成因层序）是在相序分析的基础上识别出来的，因为相序特征及其在纵向上的相分异直接与短期基准面旋回变化过程中可容纳空间的变化相关。在岩性剖面上识别基准面旋回首先要搞清剖面的沉积体系类型和相构成，相和相序变化与水深变化的相对关系，然后通过相序和相组合特征识别 A/S 值变化趋势。岩性剖面上旋回界面识别标志如下：

（1）地层剖面中的冲刷现象及其上覆的滞留沉积物，或代表基准面下降于地表之下的

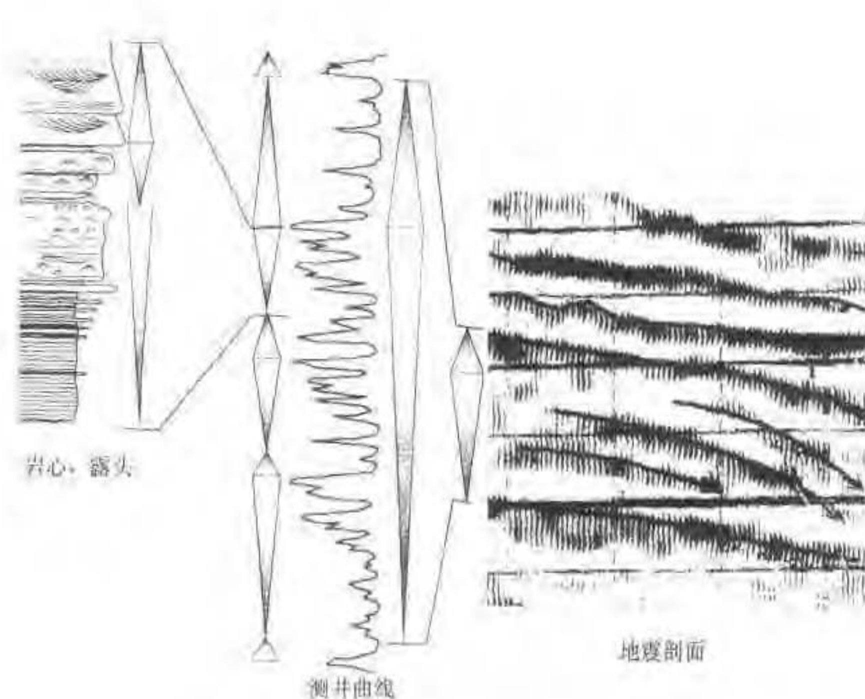


图 2-2 多种资料综合的层序地层分析方法

侵蚀冲刷面，或代表基准面上升时的水进冲刷面。后者与前者的区别是冲刷面幅度较小，且其之上多见盆内屑。

（2）作为层序界面的滨岸上超的向下迁移，在钻井剖面中常表现为沉积相向盆地方向移动，如浅水沉积物直接覆于较深水沉积物之上，河流、浊流砂砾岩直接覆于深水泥岩之上，两类沉积之间往往缺乏过渡环境沉积。

（3）岩相类型或相组合在垂向剖面上转换位置，如水体向上变浅的相序或相组合向水体逐渐变深的相序或相组合的转换处。

（4）砂、泥岩厚度旋回性变化，如层序界面之下，砂岩粒度向上变粗，砂泥比向上变大；层序界面之上则反之。这种旋回的变化特征常以叠加样式的改变表现出来。

根据上述特征可在不同沉积环境中识别短期基准面旋回（图 2-3)。

2. 测井曲线识别标志

测井曲线的高分辨率特征为各级次基准面旋回识别与划分提供了良好的资料基础。测井曲线基准面旋回的确定，特别是旋回界面的确定，是在对取心井段分析的基础上进行的。也就是说，首先要利用取心井段建立短期旋回及界面的测井响应模型，用于指导区域非取心井测井曲线的旋回划分。

此外，运用测井信息识别和划分基准面旋回时，为了避免测井曲线所代表地质意义的多解性，选择合理的测井组合序列十分重要。选择出的测井组合系列中的每一种测井曲线对能用来识别和划分基准面旋回的地质信息，包括地层界面特征、地层旋回性、地层结构、岩石成分、岩性变化和岩相组合等，各种信息的敏感程度可能不同，但可以通过相互补充、综合分析确定旋回界面，划分旋回。对以陆源碎屑沉积为主的砂泥岩剖面来说，经验表明，自然电位测井、自然伽马测井、电阻率测井组合序列能比较清楚地反映地层的岩相组成和旋回性特征，因此是砂泥岩为主的剖面旋回识别和划分较好的测井组合选择。但

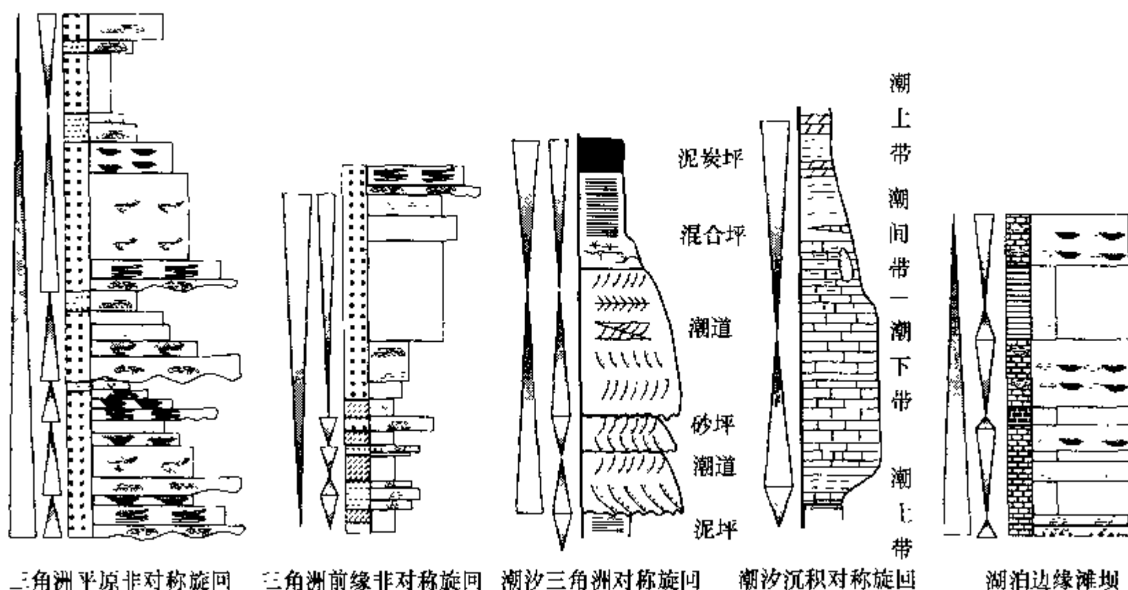


图 2-3　不同沉积环境中短期旋回的识别

也有例外，如辽河西部凹陷，由于受物源补给中母岩成分中放射性物质的影响，对岩石含砂量较敏感的自然伽马曲线在这里对砂泥岩和由于含砂量变化产生的旋回性并不十分明显，而感应曲线常是选择的测井序列之一。当陆源碎屑地层中含有机岩，如煤、泥炭、煤炭较多时，除了电阻、自然电位、自然伽马曲线外，可能还要增加密度测井、中子测井等曲线。当陆源碎屑地层中含有碳酸盐岩、蒸发岩时，声波测井、氢-中子测井显得更重要。

较长期基准面旋回的确定可以通过短期旋回的叠加样式分析得到，测井曲线对于这一分析尤为有效。这是因为组成较长期旋回的短期旋回特定的叠加样式是在较长期基准面旋回上升与下降过程中向其幅度的最大值（最大可容纳空间）或最小值（最小可容纳空间）单向移动的结果，这些叠加样式常常有鲜明的测井响应（图 2-4）。向海（湖）盆方向进积的叠加样式形成于较长期基准面旋回下降时期，此时 A/S 值 <1，上覆短期旋回与相邻下伏旋回相比，在沉积学、岩石学方面表现出可容纳空间减小的特征；向陆推进的退积叠加样式形成于较长期基准面旋回上升时期，此时 A/S 值 >1，上覆短期旋回与相邻下伏旋回相比，在沉积学、岩石学方面表现出可容纳空间增大的特征；短期基准面旋回呈加积叠加样式则出现在较长期基准面旋回上升到下降或下降到上升的转换时期，此时 $A/S=1$，相邻短期旋回形成时可容纳空间变化不大。图 2-5 说明了如何用短期旋回的叠加样式确定中期基准面旋回。

3. 地震剖面上的识别标志

地震反射界面追随的是时间界面，因而可以运用地震反射剖面进行层序地层分析。但受地震信息的垂向分辨率的限制，地震基准面旋回的划分精度与地震资料的品质和分辨率密切相关。一般来说，地震反射剖面通常只能用来识别较长期的基准面旋回。地震地层学中用来识别地震层序界面的标志同样适合于旋回界面的分析，如区域分布的不整合面或反映地层不协调关系的地震反射波终止类型，即顶超、削截、上超等。

基准面相对于地表运动过程中，存在四种沉积作用过程，即沉积作用、侵蚀作用、沉

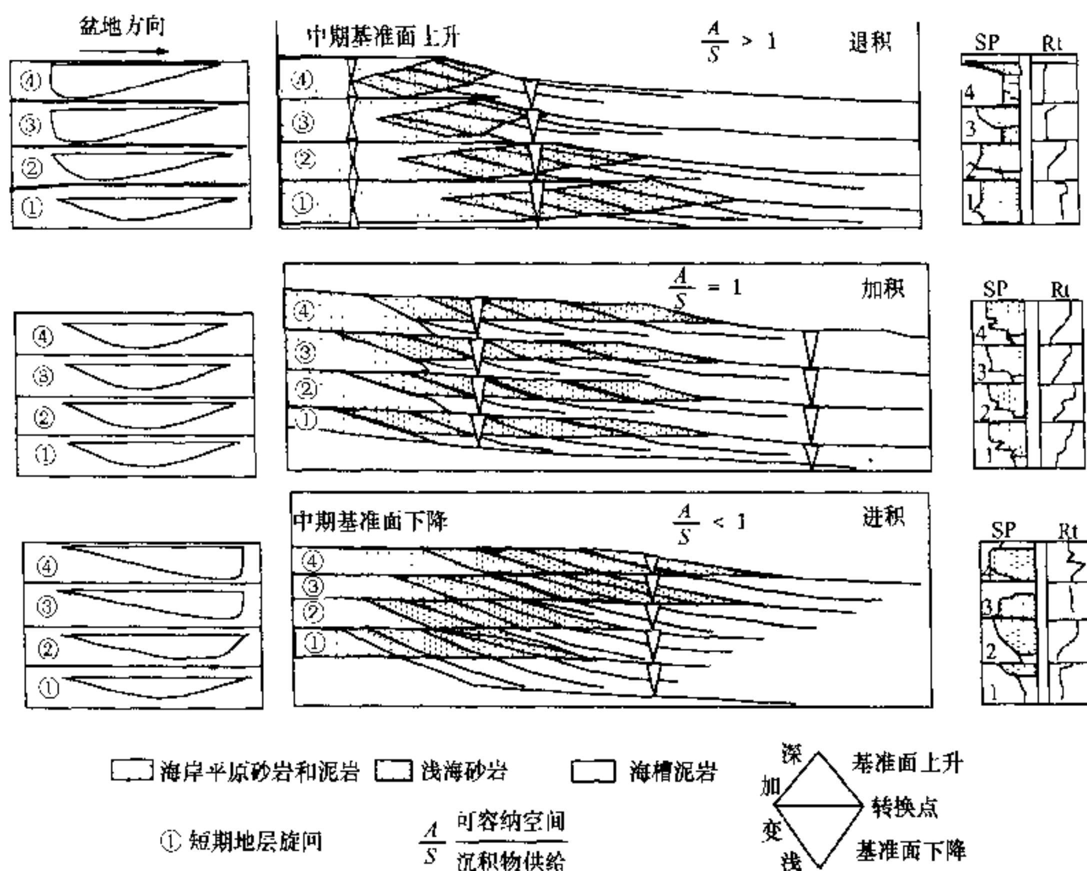


图 2-4 短期旋回的叠加样式及其测井响应

（据 M. H. Gardner，1964）

积路过冲刷作用和沉积非补偿作用。基准面位于地表之下的侵蚀作用，在地震剖面上表现为削截现象，是地震层序界面、也是较长期基准面旋回界面。基准面与地表重合时，后期沉积物对前期沉积物表面产生路过冲刷作用在地震剖面上常表现为顶超现象。这种沉积间断作用在具有前积作用的三角洲、扇三角洲区常常发育。基准面位于地表之上，沉积物供给相对不足产生的非补偿作用在地震剖面上则表现为下超。因此根据地震反射终端性质可以识别基准面旋回中的重要界面。此外，用来识别旋回界面的主要地震标志还包括：

（1）与较长期基准面旋回上升到下降转换位置（最大可容纳空间位置）相对应的地震反射常为高振幅、高连续的反射或一组反射。

（2）测井曲线或岩心观察到的区域相变相对应的地震反射常表现为在振幅、连续性、频率、地震相在区域上发生重大变化。

（3）测井曲线和岩心中可观察到的地层叠加样式变化在地震剖面上可表现为地震反射几何形态的变化，如由高振幅、水平反射到低振幅 S 型反射。

对于某些沉积环境形成的地层，如以河流—冲积平原沉积为主的地层，由于能用来识别旋回界面的地震反射终止现象不太发育，给运用地震资料识别和划分旋回带来困难。如何用地震反射信息识别冲积相基准面旋回将在本书第二篇中论述。

4. 井—震结合的高分辨率层序划分与对比

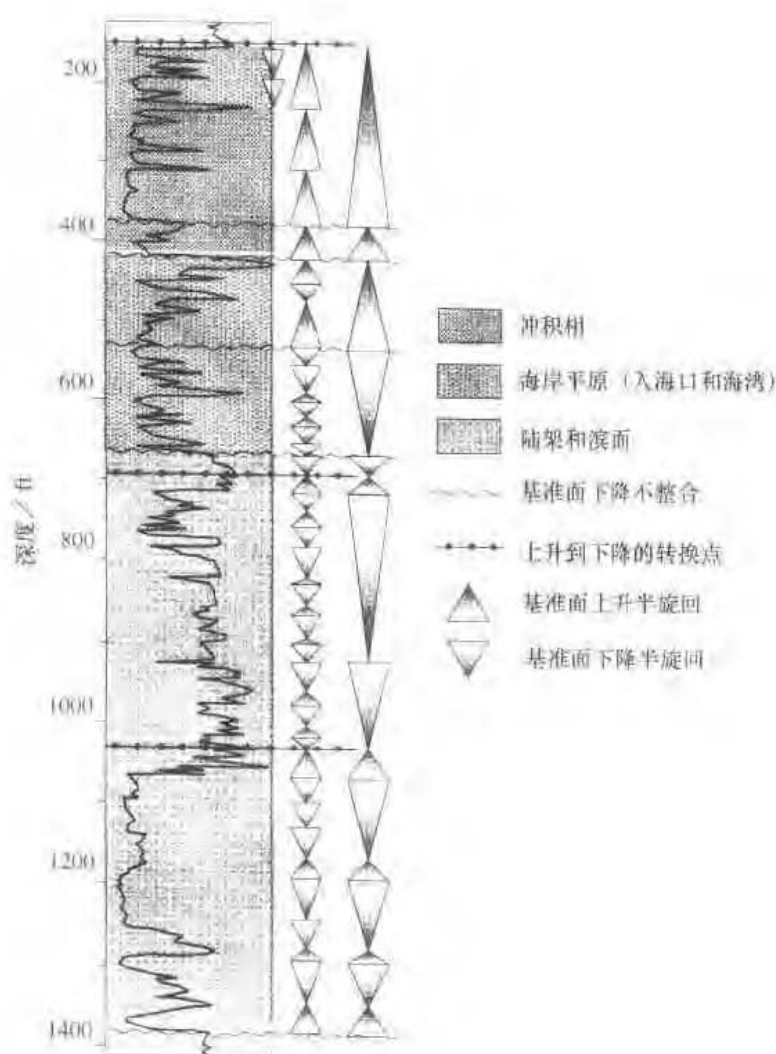


图 2-5 利用测井资料将短期旋回组合成中期旋回
（据 Cross，1996）

多级次基准面识别与划分是高分辨率地层格架建立的基础，而高分辨率的地层格架建立的最终目的是将在钻/测井中的一维信息变为对三维地层关系的预测。虽然钻/测井的纵向分辨率高，但毕竟是一孔或几孔之见，在横向上的探测范围很小。地震在横向上可以连续地采集地层与沉积信息，但其纵向分辨率却受到记录频带的限制而远远低于测井。因此，如何将根据测井曲线划分的旋回标定到地震剖面上，充分利用两者的优势是高分辨率层序准确划分和对比的关键，也是确定研究区层序地层平面作图单元的基础。

测井与地震所提取的信息在横向上和纵向上的这种不匹配性需要通过测井与地震的结合技术来解决，如时-深转换、合成记录制作与标定、VSP 测井、地震测井、井间地震和地层反演技术等。其中运用 VSP 资料、合成记录的精细标定以及地震反演技术，特别是井约束下的地震反演技术是将钻/测井资料和地震资料联系常用的有效手段。郑小武等（1999）在对鄂尔多斯上古生界层序地层研究时，采用声波与泥砂比合成的波阻抗曲线为地震反演建立了适用于层序地层分析的初始井模型。利用基于井初始模型基础上的井约束

反演技术获得了高分辨率层序地层反演剖面，揭示了层序地层的内幕特征，提高了层序地层划分和对比的精度，并在研究层段识别出5～6个三级层序（前人仅划分出3个三级层序）和10余个四级层序。同时由于采用了测井与地震相互校验，解决了传统小层对比易产生的穿时现象，大大提高了层序划分的准确性。

第二节 基准面旋回对比

地层旋回性的形成是基准面相对于地表位置的变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过时的非沉积作用和沉积非补偿造成的饥饿性乃至非沉积作用随时间发生空间迁移的地层响应。层序地层对比正是依据基准面旋回及其可容纳空间的变化导致岩石记录这些地层学和沉积学响应的过程-响应动力学原理进行的，因而高分辨率层序地层对比是时间地层单元的对比，不是岩石类型和旋回幅度（地层厚度）的对比，而且有时是岩石与岩石的对比，有时是岩石与界面或界面与界面的对比（图2-6）。

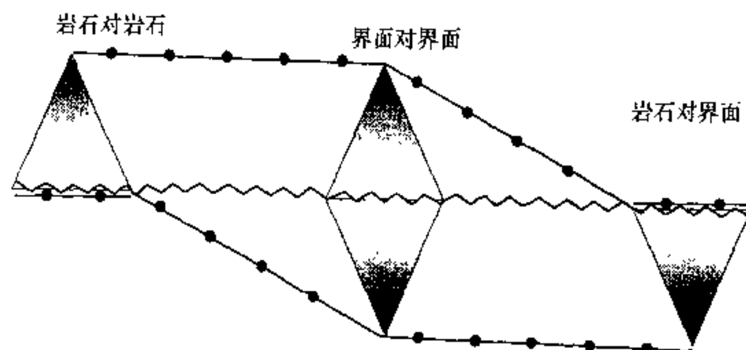


图2-6 基准面旋回的对比原则
（连续时间记录为岩石和界面）

一个完整的基准面旋回及其伴随的可容纳空间的增加和减小在地层记录中由代表两分时间单元（基准面上升与下降）的地层旋回（岩石与界面）组成。Barrell（1917）指出："基准面升降期间沉积物的堆积作用将地层记录自然地划分为在多层次时间刻度上的基准面下降期和基准面上升期。"这些自然划分的单元是地层对比的物理基础。因此，基准面旋回的转换点，即基准面由上升到下降或由下降到上升的转换位置可作为时间地层单元对比的优选位置，因为转换点代表了可容纳空间增加到最大值或减少到最小值的单向变化的极限位置，即基准面旋回的两分时间单元的划分界限，因而这一位置具有时间地层对比的意义。

基准面升降的转换点在地层记录中的某些位置表现为地层不连续面，或在某些地理位置表现为连续的岩石序列。因而在对比中，通过地层过程的分析，掌握什么时候岩石与岩石对比，什么时候岩石与界面或界面与界面对比。Wheeler（1964）提出的时间-空间图解法是对地层剖面形成时的地质过程进行分析的有效方法（图1-4），有利于对地质过程（时间＋空间）的地层响应（岩石＋界面）的理解，也有助于检验地层对比的可靠性。

图2-7说明了海岸平原—浅海沉积环境旋回的堆积样式、旋回厚度、旋回对称性的变

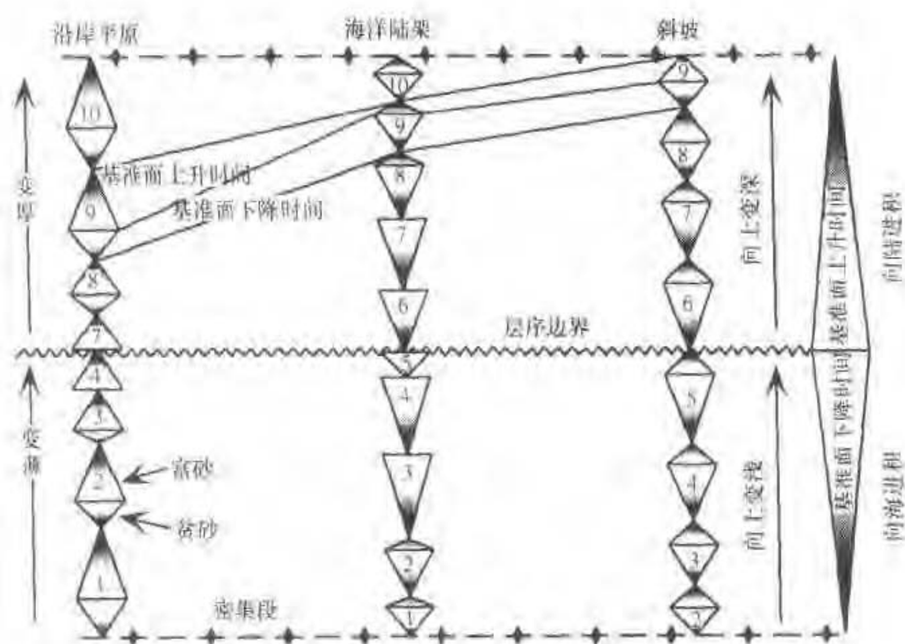


图 2-7 海岸平原浅海沉积环境成因地层动态对比概略图
（根据地层堆积样式及旋回对称性的对比）

化以及如何进行基准面旋回对比 可以看出，随时间的推移，构成进积层序的向海一侧的相域逐渐增加，构成相域的单个成因层序对称性变好。海岸平原相域向上变薄的旋回同陆架与临滨相域的向上变厚的旋回对比。海岸平原相域非对称的基准面上升旋回可与近海环境对称旋回对比，也与陆架相域非对称基准面下降旋回对比。陆架和临滨相域中沉积物非补偿的基准面上升面向陆方向逐渐与海岸平原沉积的整合地层合并、与海岸平原基准面上升到基准面下降转换面对比。基准面下降形成的不整合面并不总是出现在海岸平原相域，因此不能总是把它作为一个分离成因层序或对比的属性使用。但是，表明可容纳空间减少的沉积学和地层学证据可用于确定在时间上等同于沿斜坡向上可容纳空间较小位置的侵蚀不整合面。当这些证据出现时，陆上不整合面向海方向并入临滨和陆架相域的整合地层，并与整合地层中基准面下降到上升转换点对比。

基准面下降不整合出现在呈进积叠加样式的成因层序的顶部，但不仅仅在最后一个层序的顶部。陆上不整合面的这种多级次、贯穿呈进积叠加样式的地层的属性与命名为层序边界、作为进积单元顶界的陆上不整合概念（Posamentier 和 Vail，1988，图 18；Posamentier 等，1988，图 11；Van Vagoner 等，1988，所有图；Van Vagoner 等，1990；图形显示除非一个层序的边界同一个准层序的上界面一致，否则准层序缺失陆上不整合）形成明显的对比。地层模拟（见第八章）表明基于追踪陆上不整合的地层对比具有如下的陷阱：①基准面下降，地表不整合并不总是出现，且不能总被用于分离成因层序或在沉积层序内识别层序边界的位置；②一个陆上不整合并不一定同层序边界一致；③在一个沉积层序内不整合面多次存在，而不是仅仅在层序边界一个位置，如果对比仅基于匹配明显的不整合面，则可能导致对比的错误。

与进积的成因层序相比，构成退积的层序中向陆部分的相域比例增加，而且单个成因

层序对称性较好。海岸平原相域向上变厚的旋回与陆架和临滨相域向上变薄的旋回对比。堆积在较低可容纳空间条件下的海岸平原相域的基准面上升非对称旋回与临滨和陆架相域的对称旋回对比。沉积在高可容纳空间条件下的海岸平原相域的对称旋回与临滨和陆架相域非对称基准面下降旋回对比，陆架和临滨相域基准面上升的沉积物非补偿作用面出现的频率比在向海步进的成因层序中高。向陆方向，它们并入海岸平原整合的地层中，与海岸平原地层基准面上升到下降转换点对比，退积成因层序中海岸平原相域基准面下降不整合面比进积成因层序要少。陆上不整合面发生的地方，向海并入临滨和陆架相域的整合地层，并且与整合地层中的基准面下降到上升转换点对比。

第　二　篇

高分辨率层序地层学在油气勘探与开发中的应用

第三章 海岸平原-浅海沉积体系层序划分与储层预测

以P. R. Vail为代表的经典层序地层学是在被动大陆边缘盆地地震层序地层学研究的基础上发展起来的。以不整合或与其可以对比的整合为界的、相对整一的、彼此有成因联系的三级层序地层分布模式，包括Ⅰ型层序的低位体系域、海进体系域、高位体系域构成和Ⅱ型层序的边缘体系域、海进体系域、高位体系域构成的三维立体概念模型的总结（Posamentier和Vail，1988），以及以岩心、测井、露头为基础的层序和体系域的组构单元准层序组、准层序等高频层序概念都是在海相硅质碎屑岩海岸层序地层研究的基础上提出的（J.C.Van Wangoner）。硅质碎屑岩海岸通常由海岸平原、海滩、河口湾、潮坪、浅海陆架等沉积环境构成，沉积背景为缓坡地形、沉积物供给丰富、海平面变化频繁、水动力条件活跃，构成海岸平原-临滨-浅海沉积体系的地层高频层序发育，可分辨性强。在沉积体系的形成与演化过程中沉积物体积分配与相分异作用十分明显，是认识伴随基准面旋回产生的地层过程-响应系统，进而开展高分辨率层序地层划分与对比的典型沉积体系。

第一节 碎屑楔状体的对比策略

北美中西部白垩系中发育有几个盆地规模的碎屑楔状体，与白垩纪海道的长周期扩张和收缩相对应。这些碎屑楔状体包含有各种陆地、近海（河口、海湾、潟湖、海岸沼泽、障壁体系）、滨面或三角洲前缘及陆架地层。沿海道西部边缘，在Sevier前陆褶皱冲断带前渊，碎屑楔状体的浅海部分由点物源（河口）或线物源（滨海平原）形成，三角洲前缘或滨面前积跨越不同水深的陆架。虽然碎屑楔状体的区域面积、地层厚度、相域体积和地层几何形态沿走向的变化是不同地理位置构造沉降和沉积物供给速率变化的函数，但这些碎屑楔状体明显记录了等时的、盆地范围内的基准面波动。

中西部白垩系碎屑楔状体由陆上和陆架地层组成，是世界范围的碎屑楔状体的代表，对其研究所得出的地层过程-响应系统特征同样适用于其他盆地碎屑楔状体。由于有较好的露头和密集的钻井，这些楔状体始终是认识地层的源泉和发展地层分析新方法的试验场。

碎屑楔状体由向海进积、退积和垂向加积的地层单元组成，这些地层单元也被称为成因层序。相域的沉积物体积随叠加样式的变化而呈现出有规律地变化，其他许多的沉积学和地层学性质也随相域内沉积物体积的变化呈有规律的变化，并且可以通过成因层序的叠加样式来预测。如相域的沉积物体积、相的多样性和岩石非均质性程度、原始地貌要素的保存程度、地层结构、相组合和相序等与地层对沉积环境中地貌要素的控制之间具有规律性的联系。

本文通过对San Juan盆地Mesa Verde碎屑楔状体的分析，认识到叠加样式与地层学和

沉积学性质之间的组合关系类型。与非均质的进积滨面不同，退积成因层序中的滨面砂岩不含泥。进积成因层序的陆架地层是富泥的，其原因是由于滨面前积进入浪基面以下的深水陆架，滨面筛选作用减弱。相反，退积成因层序的陆架地层是富砂的，因为滨面前积作用发生在浪基面以上的浅水陆架，滨面筛选作用十分强烈。陆相和浅海相地层旋回的对称性随滨面加积/进积比率变化和位置的空间距离的变化而变化。我们发现的一个有规律的地层样式是：浪控的、开阔海的滨面与多湾海岸的、粗粒（储层级）的潮控砂岩交替出现，前者是基准面下降时小的可容纳空间与沉积物供给比值减小的产物；后者是基准面上升，滨面加积/前积比值和可容纳空间同时增大的产物。这种地层特征的成对出现可以发生在任何规模的时空范围内。

本文的另一个目的是讨论形成叠加样式与沉积学、地层学属性之间的地层过程-响应系统。我们认识到的一个重要方面是，产生陆架沉积物路过作用的浪基锋面（wave-base razor）随叠加样式的不同而具有不同的效率。这拓展了对地层过程-响应系统导致特定的地层对比方法的理解，对不同叠置样式的地层必须用特定的、不一样的对比方法。由于滨面加积/进积比值、相域的阶梯状爬升和空间迁移以及沉积物经过陆架不同程度的路过不留，导致陆上和陆架地层的旋回性。这些过程的特征一般与不同的叠加形态有关。由于地层旋回是这些过程不同组合的显示，因此不同地层情况必须应用特定的对比方法。如果理解了地层的过程-响应系统，那么跨越陆地、近海、滨面和陆架相域所进行的地层旋回的对比将是可靠的。

一、Mesa Verde 碎屑楔状体的岩石地层学特征

Mesa Verde 碎屑楔状体发育在位于科罗拉多州西南、新墨西哥州西北的 San Juan 盆地，由五个组组成，下部包括三个等时的岩石地层单元：Menefee 组陆相泥岩、薄层页岩、煤和砂岩，Point Lookout 组滨面、潮汐砂岩及 Mancos Shale 陆架泥岩；上部也包含三个等时的岩石地层单元：Menefee 组的陆相泥岩、薄层页岩、煤和砂岩，Cliff House 组的滨面、潮汐砂岩及 Lewis Shale 的细粒陆架砂岩（图 3-1）。

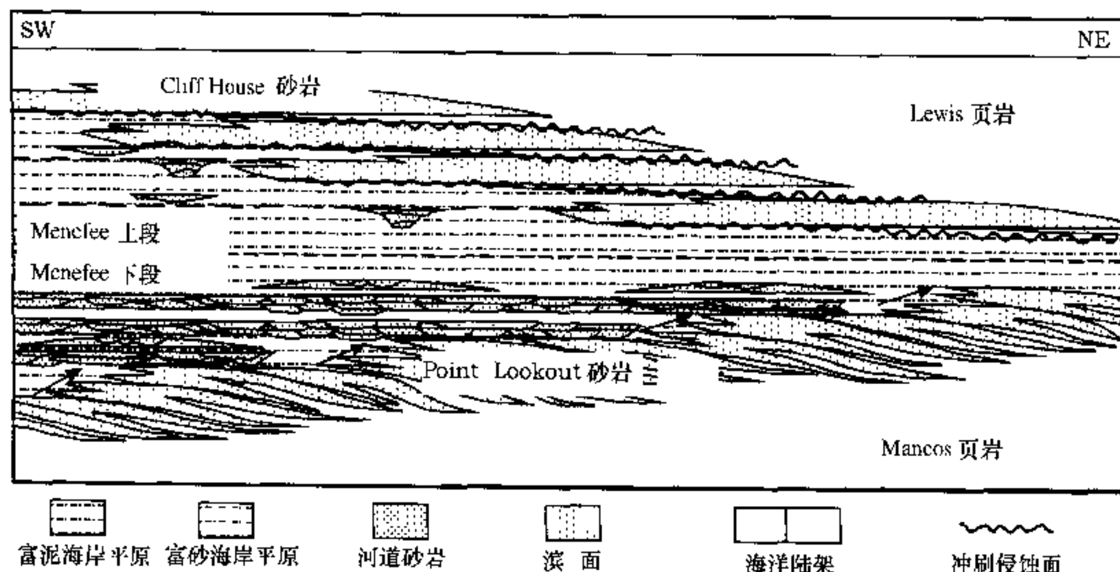


图 3-1　Mesa Verde 群成因层序的叠加样式图解

前积/加积单元（或成因层序）包含一系列在相同时间内沉积的陆地、近海、浅海和陆架相域。Mesa Verde碎屑楔状体下部成因层序向海进积，上部退积。这些叠加样式可以通过向海（进积的Mesa Verde下部）和向陆（退积的Mesa Verde上部）的相域的迁移来识别。从一种叠加样式到另一种叠加样式，向陆与向海的转换点附近，成因层序垂向加积。尽管有些楔状体仅有进积或退积的成因层序，Mesa Verde碎屑楔状体的叠加样式仍是很多碎屑楔状体的代表。

此项研究的基础资料包括两条沿倾向穿过Mesa Verde群的区域性连井剖面，一条沿San Juan盆地西北缘，另一条通过盆地轴线。除连井剖面外，对Mancos和Chaco峡谷、Disappointment山谷、Chromo背斜、Mesa Verde国家纪念碑和露头区其他位置的露头也进行了研究。观测了两段岩心，用来校正相和相序与测井曲线的对应关系。

一条横剖面靠近且平行于Mancos峡谷的露头，包括62口井，钻井较密处井距约1 mile，南、北两端钻井较稀处井距为1.5～3 mile。为保持合适的比例，这些井都垂直投影在平行于北东倾向的横剖面线上，在约6 mile宽的细长地带内的另外一些井，用来对地层对比进行闭合。

在横剖面向陆（西南）方向的范围内，Mesa Verde群包括Mancos陆架泥岩、Point Lookout滨面砂岩和Menefee陆相地层。由于横剖面在Cliff House滨面沉积边界之外，Cliff House滨面砂岩未出现。除西南端以外，Mesa Verde群的所有岩石地层单元都出现在横剖面上。剖面长约16 km，南北边界以外没有钻井控制。

横剖面的标志层是Lewis Shale之上的向海步进的前积/加积单元底部的高伽马反射段，为上覆Fruitland / Pictured Cliffs碎屑楔状体的下超面。标志层的应用保证了Mesa Verde楔状体具有真实的几何形态。除向陆和向海的沉积边界外，Cliff House砂岩阶地具平坦的顶、底面；Point Lookout滨面砂岩也有平坦的顶、底面，且具有明显的垂升；Menefee组地层和地层对比呈水平状。这些几何形态与露头观察一致，说明标志层的选择是合理的。

二、地层单元的识别和对比

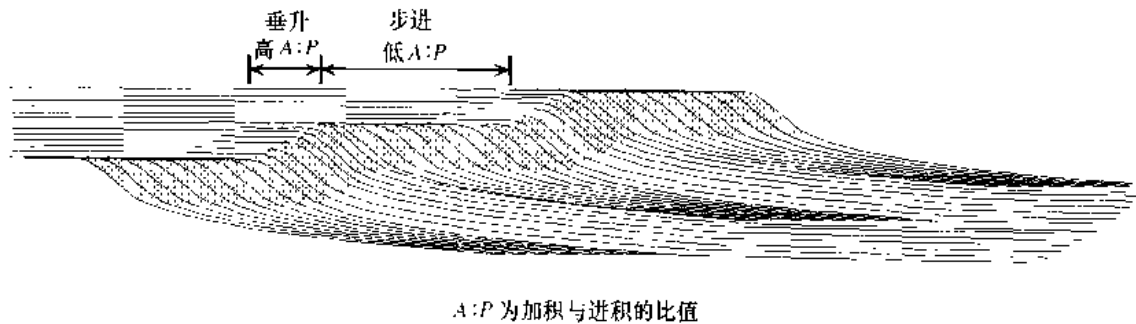
在Mesa Verde楔状体中共识别出15个前积/加积的地层单元（成因层序），下部9个，上部6个。每个成因层序对应于Point Lookout向海进积的垂升，或一个新Cliff House滨面阶地的退积。每个成因层序都包括陆地、近海、滨面和陆架地层，地层对比穿过所有这些相域。没有发现横贯整个Mesa Verde碎屑楔状体的不整合面，一些小的不整合面或沉积物路过面出现在横剖面最靠陆的三四口井中，但其精确的位置无法确定，向盆地方向它们表现为整合地层。

由岩心校正的测井曲线特征推断相组合和相序，进而可识别地层旋回。相组合和相序记录了基准面旋回引起的可容纳空间与沉积物供给比值的规律性波动。垂向剖面上观察到的地层旋回和三维空间上观察到的同期成因层序，都揭示了基准面旋回的存在。在整个盆地内，基准面旋回是等时的，这是地层对比的基础。

三、Mesa Verde下部的成因层序

Mesa Verde下部的成因层序呈现出向海进积的叠加样式，且表现为不同的加积/前积比值。Point Lookout滨面沿盆地呈阶梯状前积，表现为一系列步进和垂升（steps and risers）（图3-1、图3-2）。与其他一些碎屑楔状体（在保持向海进积叠加样式的同时，每个成因层序滨面的一部分是海进形成的，其上为滨面进积作用形成的向上变浅的地层所覆盖）不

同，整个滨面没有明显的海进，滨面地层总是被陆地或近海地层覆盖。Point Lookout 滨面阶地水平延伸几英里（步进），然后在短距离内（≤2 km）地层垂向增加 50～70 ft（15～21 m）垂升。大范围步进形成于滨面进积作用强、加积作用弱（低的加积/前积比值）的时期，短距离的垂升形成于滨面加积作用大于前积作用（高的加积/前积比值）时期。除剖面的西南端（向陆）外，该步进—垂升—步进—垂升的样式，在整个盆地内具明显的一致性。在剖面的西南端，Point Lookout 组的加积/前积比值较高，表明该部分 Point Lookout 组的步进较短。



A∶P 为加积与进积的比值

图 3-2　步进和垂升交替的 Point Lookout 进积体的几何形态图解

沿一个或多个成因层序，在连续斜坡上将相等古海拔（古水深）的点连接后，计算得出加积/前积比值（详见 Sonnenfeld 和 Cross，1993）。连接这些点得到的轨迹线确定加积/前积比值或在比例正确的横剖面的梯度，选出具有相同水深相域的界线或相域间的边界，比如海陆边界（古海岸线），或上、下滨面相域的边界，或斜坡拐点。

加积/前积比值变化产生向陆方向与陆相相域、向海方向与陆架相域对比的地层旋回。由于加积/前积比值的增大，陆上和/或近海的地层充填了垂升之后形成的空间，导致新的地层旋回的产生；同时引起可容纳空间的增大和可容纳空间/沉积物供给比值的变化。在滨面（或近海）和陆架相域，新的地层旋回在垂升处表现为坡度角和间距的变化（图 3-2）。由于斜坡上部容纳能力的增加，使得下游的滨面和陆架斜坡可供沉积的物质减少，导致垂升部位斜坡带变窄；由于更多沉积物通过陆地环境时的路过不留，在滨面和陆架沉积，导致步进部位（低的加积/前积比值）斜坡带增大。

1．Point Lookout 组的沉积学和地层学特征

不同地层位置的滨面和近海地层的沉积学和地层学性质的不同，可以反映步进—垂升—步进导致的加积/前积比值的变化。在地层步进部位，滨面前积时加积作用极少，甚至没有，阶段性滨面前积形成的小规模的向上变浅地层旋回被很好地保存下来。每个旋回向上变浅（测井曲线剖面上向上砂质增多）的特点很清楚，且后继的旋回更富砂。这些小规模的旋回反应了浪控的、面向开阔海的滨面的前积事件。每个滨面向陆、向海的沉积边界及其在 Mancos 峡谷露头上缺失海湾相，都表明这些滨面的海岸线是直的。

在地层明显垂升部位，小规模地层旋回更多地表现为垂向加积（旋回序列的开始点和终止点在伽马射线测井曲线上具有大致相同的 API 值），甚至有时表现出向上变细的特征（图 3-3）。与大多数滨面的典型非对称的基准面下降旋回相比，一些单独的小规模旋回更

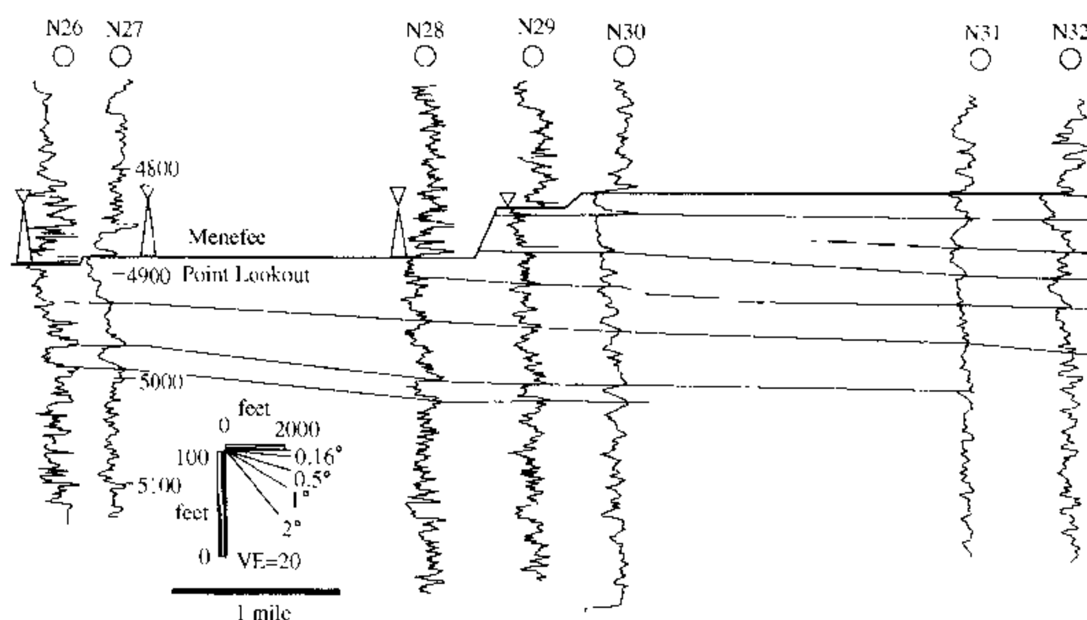


图 3-3　Point Lookout 滨面的地层垂升以及在陆相与滨面相域产生的地层旋回

具对称性。露头上，地层垂升部位是粗粒的（1～1.5ϕ）潮控砂岩，而不是浪控的滨面砂岩。Point Lookout 的地层垂升与有湾海岸的发育相联系，替代了直的、面向开阔海的、浪控滨面为特征的地层步进。有湾海岸的发育导致了地层垂升部位相组合的变化，发育有潮汐流占优势的地层。

旋回叠加样式、对称性及在垂升和步进位置砂岩沉积特征的变化，反映了不同地层垂升速率引起的加积作用的改变。加积/前积比值增大和减小的交替，记录了地层基准面旋回期间可容纳空间/沉积物供给比值的单向增大和减小。

除横剖面西南端外，地层的步进和垂升具有显著的一致性。这种一致性揭示了在 Mesa Verde 下部沉积时期，导致基准面旋回变化的地层过程的综合影响在强弱和持续时间上是一致的。Point Lookout 组垂升高度的变化实际上与 Cliff House 阶地和 Mesa Verde 上部的地层旋回的厚度是一致的

2. 对 Mesa Verde 下部滨面—陆架斜坡坡度和浪基面深度的估算

由于 Point Lookout 滨面的非均质性特征及其可划分为记录阶段性前积的小规模地层旋回，使得测算滨面斜坡的角度相对容易　斜坡与滨面—陆架沉积剖面的地表是一致的。从滨面到陆架泥岩，地层和相的分辨率逐渐减小，斜坡带难以精确对比。Point Lookout 滨面斜坡倾斜角度为 0.16°（图 3-3），Mancos 陆架泥岩斜坡较平缓，但无法识别相，不能精确测量其坡度。

由于测井相中没有记录用于确定浪基面的沉积特征（特征的浪成沉积构造），因此利用测井曲线数据测量浪基面的深度是十分困难的。因滨面斜坡的侧向延伸范围远大于露头的延伸范围，也不可能在野外测量浪基面的深度。

估算浪基面深度的通常做法是通过一系列小规模的滨面叠瓦构造，计算出沉积浪基面和海滩之间的垂直距离。由于 Point Lookout 斜坡极低角度的叠瓦构造以及由此产生的滨面

垂向叠置，使用这种估计方法就不可靠。

运用以下步骤和假设可对浪基面深度进行测算。许多测井曲线从杂乱的、向上变浅的旋回到有序的、向上变浅旋回的曲线特征的变化，表明泥质逐渐减少、砂质逐渐增多的良好规律。这一特征变化是从陆架向波浪作用的滨面下部过渡的表现，滨面的顶部通常很明显。随着垂向界线的确定，Point Lookout 内的旋回通过密集的钻井可以进行对比。假设地层对比和滨面底面的选取是正确的，从海滩到滨面底部垂向高程的变化就是浪基面的深度，该深度大约为 65 feet（20 m）。

3．Menefee/Point Lookout 组的地层对比

在 Point Lookout 滨面，每个地层垂升部位都发育一个新的地层旋回。在地层垂升的 Point Lookout 向上加积位置，建立了陆相的 Menefee 组和 Point Lookout 组滨面、近海地层的对比。虽然从某些井的测井曲线特征进行的推断还模棱两可，难以确定垂升的精确边界，但滨面和近海地层中典型的垂升是不容置疑的。

在近滨面的垂升位置，陆相 Menefee 组内的对比是最为容易的，越向陆地方向，对比的难度越大，精度越低。在垂升向陆上部分的几英里内，陆相地层显示出明显的基准面上升的不对称性（图 3-3）。典型的测井曲线特征显示，侵蚀面或路过不留面之上为 ≥35 feet 厚的互相切割叠置的河道砂岩，其上为泛滥平原相沉积所覆盖。这种相序在 Mancos 峡谷的露头上得到证实，但是我们还不能证明它与滨面垂升之间的地层组合关系。进一步向陆方向，基准面下降形成的地层逐渐取代基准面下降形成的路过不留面或不整合面，使得陆相地层旋回对称性逐渐增加。

基准面由显著的上升不对称到更多陆相对称旋回的这种向陆方向的变化，或许表明西南方向沉降速率很大，基准面下降和上升期陆相地层都被保存了下来；另外一种解释是所看到的对称性变化可能是近垂升部位掩盖作用的结果。海平面上升可以在海岸平原上引发强烈的加积效应，这种效应可以向上传递有限的距离。超过这个范围，上述过程引发的效应减弱，海岸平原的加积作用被分为可容纳空间增加和减小的半旋回。紧接在滨面地层垂升后面的海岸平原，地层旋回中可能存在一些基准面下降形成的地层，但由于海平面上升引起的加积效应占绝对优势，掩盖了基准面下降期可容纳空间减小的地层学和沉积学响应，该段地层一直没有分辨出来。上述两种解释并不矛盾。

在一些成因层序中，陆相地层的地层旋回经对比发现是对称的。在其他成因单元，对称旋回向陆可分为两个地层旋回，每个都显示出基准面上升的不对称性。这两个基准面上升的不对称旋回随着进一步向陆又变为一个对称的旋回。尚不能确定这两个明显的基准面上升不对称旋回是否为合理的基准面旋回，因为向下方旋回没有分辨出来；当只有一个旋回出现时，是否产生这种相序的响应被错误地解释为两个地层旋回。既然这两个明显的旋回作为成因层序的一部分与一个垂升的厚度大致相同，因此把它们合并为一个旋回，归入滨面相域。

Menefee 组下段地层对比在横剖面上大多比较合理。Point Lookout 组每个地层步进向陆 10～15 mile（16～24 km）内，地层对比是可靠的，但横剖面西南部分的地层对比有困难且不可靠。在 Menefee 组下段地层对比中，旋回厚度横向变化的对比精度最大值是 20 feet（7 m），这也是误差的最大值。地层旋回厚度的横向变化导致地层对比的变化，这在 Mancos 峡谷露头上并不明显，因此这些对比是不可靠的。从测井曲线特征解释出的旋回直接

展示在横剖面上，而没有为了好看而对地层对比进行修饰，这样，划分旋回所采用的标准是一致的，误差范围（地层对比的噪音）从图中可以直接看到。

除了缺少井和自然伽马曲线，横剖面西南部分陆相地层的地层对比的困难部分来自于Menefee组下段和组成的变化。在盆地的大部分，Menefee组包括多种相的组合与交替，包括潮湿和干旱泛滥平原泥岩、湖相泥岩和细粒砂岩、煤、湖相薄层页岩、叠置的河道砂岩和决口扇/决口水道复合体。盆地西南部相的多样性减少，Menefee组主要由干旱泛滥平原泥岩、土壤、细粒的河道砂岩和可能的小规模潮湿泛滥平原或湖相泥岩组成。随着相的多样性的减少，地层的旋回更难以识别。

盆地南部Menefee组地层对比产生多解性的另一个原因是，发育多个基准面下降产生的侵蚀不整合面。在Menefee组内从上到下明显地发育有许多小的不整合。横剖面南部，以不整合或旋回为界都不能进行可靠的地层对比。

4. Point Lookout/ Mancos组的地层对比

与碎屑楔状体的许多向海进积成因层序一样，Point Lookout滨面前积在风暴浪基面下的陆架之上，这种配置关系很常见，因为向海进积叠加样式常发育于伴随陆架可容纳空间减小的沉降和沉积物压实阶段后。陆架上沉积作用减弱时期，沉积物的堆积位置有一个向陆的迁移。这种情况或发生于突然海侵，环境向陆迁移；或发生于一系列向陆退积的前积/加积事件，使滨线向陆幕式移动。无论是哪种情况，沉积物均堆积在向上更近陆地的环境中，陆架沉降的同时没有沉积物注入补偿，使陆架上水体加深。

Point Lookout滨面和Mancos陆架泥岩的地层对比沿向下倾斜的斜坡沉积表面进行。滨面下倾面从滨线一直延伸到风暴浪基面，是滨线—陆架纵剖面上最陡峭的部分。滨面纵剖面的保持是通过趋向于减小梯度的沉积物注入与趋向于增大梯度的水流和波浪改造作用之间的动态平衡来实现的。通常，波浪和水流作用越强烈，形成的滨面越陡峭。滨面斜坡持续延伸到较低梯度的陆架沉积表面之上。

因为滨面的梯度是由水动力维持的，除非它前积的陆架平台在浪基面附近，否则滨面将不能前积。如果滨面前的陆架平台是在浪基面以下，沉积物可通过滨面冲刷堆积在陆架上，直至陆架近端部分达到或进入浪基面为止，此时下倾滨面上沉积物的增加就会造成滨面前积。如果滨面前积进入浪基面以下的陆架，由于它的前积，滨面必须建造自己的陆架平台并使之进入浪基面。

由于Point Lookout滨面的前积，在它前面形成一个Mancos地层的浅水陆架平台。这是通过保持风暴浪基面以下陆架和滨面之间地层的耦合（coupling）来完成的。两种环境通过流经滨面的沉积物及风暴浪、水流、沉积物重力流的作用和过陆架向下沉积物的再分配达到耦合。滨线—陆架剖面沉积物的增加形成了平行于地形剖面的地层（图3-2）。向上叠加使得地层序列形成前积斜坡。剖面梯度受控于沉积物的注入速率和再悬浮、搬运速率的差值，它是水动力能量动态的函数。标准梯度是几十分之一度到几度，范围为0.05°~8°。

向海进积的滨面—深水陆架相域的地层对比必须沿着连续的地层斜坡进行。在数英里距离和30~100 m厚度（地形剖面上的水深）范围内，地层斜坡与地形梯度（一般0.2°~2°）一致。这样，滨面—陆架相域的所有地层对比连续，具小角度倾斜（角度虽小，但具有重要的地层意义）。滨面斜坡比陆架斜坡更陡，且两者与原始地形表面一致。

5. Point Lookout向海的沉积边界及其向Cliff House滨面的转变

Point Lookout 滨面以步进和垂升形态在 San Juan 盆地内幕式前积了约 200 km。在 Point Lookout 滨面向海的沉积边界，从向海进积到向陆退积，成因层序的叠加样式发生变化。在叠加样式转换部位，Point Lookout 滨面砂岩先是向上叠加，随后被 Cliff House 首次前积的滨面砂岩超覆掩埋，转换部位两个垂向叠加滨面的储层级砂岩厚约 70 m。

在各种规模地层单元转换点附近，这种滨面砂岩的增厚是沉降和沉积物供给之间动态平衡的典型地层响应。与通常普遍认为滨面砂岩厚度向前积沉积边界减少的认识不同，滨面砂岩在该位置变厚，垂向叠置。实质上，供给速率减小使加积作用增强，前积作用减弱，滨面沉积物增加。

在 San Juan 盆地东北部，叠加样式转换点或 Point Lookout 滨面向海的沉积边界在向陆约 10 mile（16 km）处没有钻井控制，因此不可能观察到超出横剖面范围的地层步进和垂升的数目和位置。不能直接观测时，地层垂升后陆相地层旋回对称的一致性是一种好的替代方法。在横剖面东北端，Point Lookout 最后一期滨面沉积之上的陆相地层中发育两个不对称的基准面上升旋回。通过与横剖面其他部分的比较，这两个地层旋回表明地层样式转换前，Point Lookout 组内存在两个以上的地层垂升。

Point Lookout 向海前积的边界及其转向向陆步进的 Cliff House 的转换点都是通过露头内插确定的。横剖面北部的 Disappointment 山谷、科罗拉多州 Chromo 南部的 Chromo 背斜轴部都有转换点部位的地层出露。科罗拉多州西部 Pagosa Springs，沿 Piedra 河的露头，薄层的 Menefee 地层将 Cliff House 地层从 Point Lookout 滨面分开，但是再向东这段地层变为未分异的 Mancos/Lewis 陆架地层。在新墨西哥州东部 Dulce，Pictured Cliffs 滨面砂岩覆盖厚层未分异的 Mancos/Lewis 陆架地层，这意味着该位置已超出了 Point Lookout 滨面的沉积边界。这些露头确立了 Point Lookout 沿 San Juan 盆地东北缘向海前积的边界。Disappointment 山谷和 Chromo 背斜间的古海岸线走向是北西—南东方向。

四、Mesa Verde 上部成因层序

Mesa Verde 上部的成因层序具有向陆退积的叠加样式，以 Cliff House 滨面砂岩向陆退积阶地的显示最为明显。每个向陆退积都是由穿过滨面和海岸平原地层的海进所引发的。海进期，海岸平原加积，沉积物充填于向陆后退海岸线的陆地方向的可容纳空间中，而向开阔海的 Cliff House 滨面的直的海岸线变为多湾海岸，潮汐流和风暴浪对沉积物进行重新分配。海进的向陆边界，沉积物充填海湾，在海湾形成新的滨面剖面，滨面进积作用重新开始（初期加积作用较强），海岸线又变为直的高能浪控滨面。

海侵、向陆退积、滨面最初的高加积/前积比值与海岸平原（Menefee 地层）和陆架（Lewis 页岩）新的地层旋回一致，随着 Point Lookout 步进和垂升的交替进行，Cliff House 滨面向陆退积的阶地产生地层旋回，这种旋回在陆架和陆地相域可以对比，与增大和减小的可容纳空间/沉积物供给比值的地层基准面旋回有关。

在 Disappointment 山谷，第一个 Cliff House 阶地叠加在 Point Lookout 滨面之上，厚 65 feet（20 m），其他 Cliff House 阶地都是 50 feet（15 m）厚。第一个 Cliff House 阶地垂向叠加在 Point Lookout 之后，另一个 Cliff House 滨面前积形成之前，海进使滨线向西南推移了 40 mile（64 km），使 Lewis 组陆架细粒砂岩直接覆盖在 Menefee 陆相地层之上。

第二个 Cliff House 阶地向海的沉积边界位于转换点向陆方向 32 mile（51 km）处。在这 32 mile 的范围内，Menefee 和 Lewis 组地层之间没有 Cliff House 组滨面砂岩的介入。从第

二阶地开始，一系列的向陆步进的 Cliff House 阶地有较小距离的分叉，但仍有少数部位缺失 Cliff House 组，Lewis 组直接覆盖在 Menefee 组陆相地层之上。

在 Mesa Verde 顶部，向陆步进叠加样式被地层文献命名为 La Ventana Tongue 的三个向海进积的地层单元中断。在这三个单元之上，又一次海进将海相泥岩直接覆盖在 Menefee 陆相地层之上，直至 Fruitland/Pictured Cliffs 碎屑楔状体首次滨面砂岩沉积为止。随后，Fruitland/Pictured Cliffs 碎屑楔状体跨过 Lewis 海发生比 Mesa Verde 碎屑楔状体前积更远的前积。

1. Cliff House 滨面沉积学和地层学特征

与非均质的 Point Lookout 滨面不同，Cliff House 阶地由复合丘状和槽状交错层理为主的不含泥的均质砂岩组成。在向陆方向 3km 的沉积范围内，Cliff House 阶地由风暴成因和潮汐成因相交替组成；再向海方向，只具有高能浪成沉积构造。与和加积/前积比值变化有关的 Point Lookout 中交替发育的浪控和潮控地层相比，Cliff House 滨面近陆方向的沉积边界附近的较小规模的交替变化也记录了高频的基准面旋回。每个 Cliff House 滨面沉积始于可容纳空间/沉积物供给比值由增加到减小变化的位置附近。

Cliff House 阶地平均约 50 feet（15 m）厚，其滨面相域宽度约为 8 ~ 11 mile（13 ~ 18 km）。由于滨面相域的每个退积与跨过所有现存相域的地层旋回一致，所以陆相和陆架旋回的厚度相当。

由于 Cliff House 滨面阶地均质性更强，沿斜坡绝大部分缺乏页岩层，因此没有进行盆地规模的 Cliff House 地层对比，但利用密集的钻井资料，沿斜坡进行储层规模的对比是可能的。Cliff House 滨面地层的对比策略与 Point Lookout 滨面地层相同，但与 Lewis 陆架地层的对比却明显不同。

2. Cliff House/Lewis 组的地层对比：浪基锋面

向海进积成因层序的滨面前积于海底的浪基面以下的陆架上；与此相反，向陆退积成因层序的滨面前积到梯度很低的、海底的浪基面内的浅水陆架平台上。这种差异是不同的几何叠加样式的结果。不同的地层几何形态需要应用不同的对比策略，这将导致对勘探有重要意义的陆架地层在岩性和体积上的差异。

向陆退积成因层序的滨面前积发生于下伏的前积/加积地层单元滨面和海岸平原相域地层的海侵顶部。海岸平原的梯度在 0.01° ~ 0.001°范围内，发育在下伏前积/加积地层单元的顶部之上、伴随或不伴随侵蚀作用（“回春作用”和“洪泛面”）的海侵面具有相似的梯度。因此，当海侵时，一个成因层序被淹没，它的顶就变成下一个（更年轻的）向陆退积成因层序的前积滨面的低角度下超面。

海岸平原海侵不仅建造了一个平坦的陆架平台，而且还造就了一个浅水平台，其上发生下一个向陆退积成因层序的滨面前积。在下一个成因层序的滨面跨过平台开始前积之前，海进期低梯度的陆架平台很少被水深超过浪基面的水体覆盖。向陆退积的前积/加积单元的陆架为几公里宽的平坦台地，向盆地下倾方向步进（图 3-4）至下一个较老成因层序的顶部结束。滨面的地形斜坡在它向海的前积边界形成阶地，其高程变化与成因层序的厚度相当。

总之，向陆步进成因层序的等深剖面以下倾的滨面表面开始，从滨线一直延伸到浪基面以上平坦陆架平台的顶部。从滨面的趾部开始，平坦的浅水陆架平台在浪基面以上可以

延伸几公里。陆架平台向海的末端是个地形陡坎（下伏成因层序的前一个滨面剖面形成向盆地一侧下落的阶地），陡坎的底部是前一个成因层序顶面之上、浪基面以下的陆架盆地（图 3-4）。

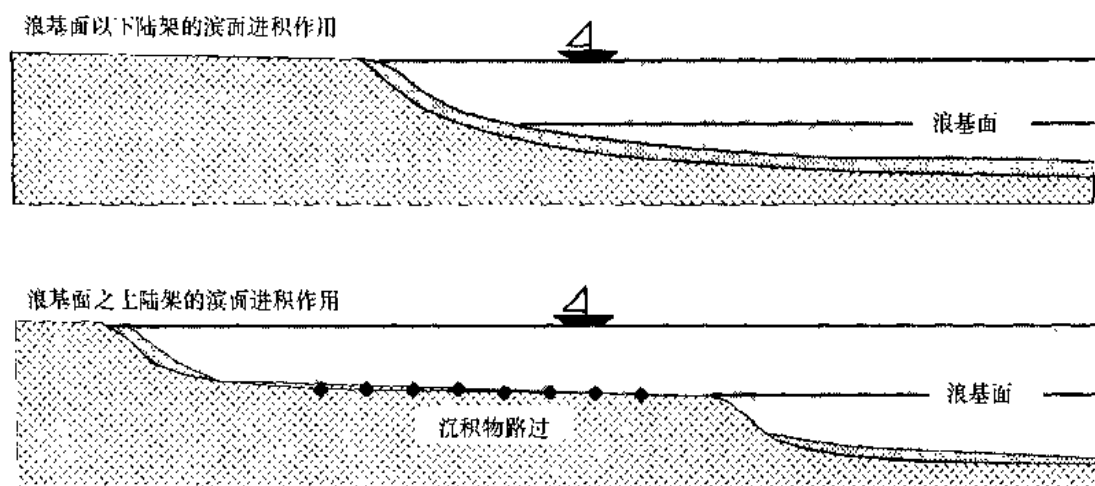


图 3-4 滨面进积作用在陆架浅部和深部位置沉积物的分布比较

浅水变深和向陆退积成因层序的阶地状地层形态，控制了海洋沉积物的堆积位置和沉积斜坡的形态。滨面沿下伏成因层序的平坦海进面前积，此时滨面的趾部处在浪基面附近或以上。浪基面是陆架上沉积物加积的有效界线，浪基面以内的沉积物受风暴作用重新活动，在浪基面以下位置堆积。由于向陆退积的滨面前积的海底位于浪基面以内，因此陆架平台上堆积的沉积物很少。如果在浪基面和平台顶部之间有空间，那么此处会沉积薄层加积的不对称或对称的陆架旋回，否则，沉积物跨过平台，在下伏滨面沉积边界附近的盆地一侧的阶地沉积。沉积物受风暴作用反复活动、搬运，使平台顶部的沉积物不断地被削蚀的过程被称为“浪基面夷平作用”（wave-base razoring）。

浪基面夷平作用在地层对比方面造成的后果是，在滨面前积的浅水陆架平台上可能没有与滨面斜坡等时的地层（图 3-5）。如果滨面斜坡在陆架平台上有等时地层，很可能是从同期滨面斜坡的趾部向海迁移形成的。无论如何，区别于无沉积作用面（路过不留面）或侵蚀面，同期的滨面和陆架地层间没有物质上的联系。滨面和陆架地层间物质联系的缺乏，意味着即使它们共存于同一地貌剖面，两种环境在地层上也不属共生。多个滨面斜坡汇合到浅水陆架平台上的路过不留面之上。总之，路过不留面与滨面是等时的，对比方法是将浅水陆架平台上的地层间断面与滨面岩体相连（图 3-5）。

考虑到物质平衡，引出了浪基面夷平作用在地层对比方面的第二点启示。沉积物在浪基锋面作用下跨过浅水陆架平台，到达下伏滨面的沉积边界处向盆地一侧下落的阶地（图 3-4、图 3-5）。陡坎以下是前一个成因层序陆架平台顶部之上的陆架盆地。由于海底在浪基面以下，沉积物堆积在陆架盆地中。因此，浪基锋面、路过不留面连接着陆架地层的加积旋回与同期的前积滨面旋回。

一个成因层序的加积陆架地层与下伏成因层序滨面相域处于同一地层位置。这很易使人（实际中常是这样做的）在地层对比时把前积的滨面地层与加积的陆架地层直接连在一

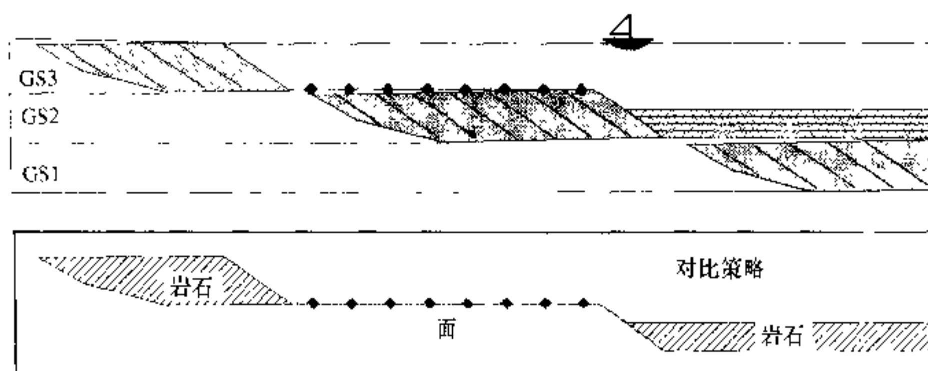


图 3-5　三个向陆步进成因层序的滨面到陆架地层的对比策略

起，如图 3-6 所示。但这种对比策略错误地将不同时代的地层连在一起，产生了一些不可能的联系。实际上，每个滨面斜坡从滨线延伸到陆架，反映斜坡水深变化的斜坡相从前滨过渡变化到陆架。由于斜坡沉积必须从滨线延伸到陆架，也就是说，一定有同时代的滨面和陆架地层——这种不正确的对比方法（图 3-6）要求滨面斜坡的角度逐渐减小到零度。向陆位置的斜坡沉积与陆架底部的地层对比，而滨面向海边界的斜坡沉积与陆架旋回顶部地层对比。由于滨线到陆架斜坡梯度减小，滨面和陆架环境的水深大体一致，接近于零。这种不正确的对比方法导致的另一个不可能的结论是，在陆架充填到海平面的过程中，这种地层形态需要陆架和滨面相域继续保持分异作用。

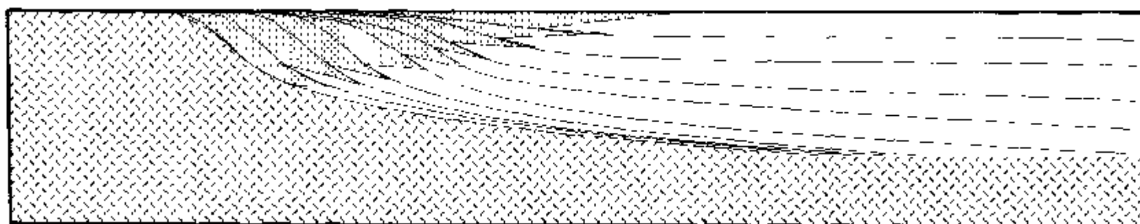


图 3-6　滨面到浅海陆架地层的不正确对比方法

不正确的对比方法不仅导致上述错误的对比，同时还与下面的直接观测结果相矛盾。首先，Cliff House 滨面内的斜坡虽然看起来比较平缓，但要比 Point Lookout 内的斜坡更陡。第二，Cliff House 滨面阶地前的 Lewis 陆架地层中的地层旋回与 Cliff House 阶地具有同样的厚度，如果它们时代相同，应该沉积在相同的水深下，而它们的相却显然不同；陆架地层的许多沉积特征清楚地表明其沉积作用发生在比 Cliff House 砂岩更深的水体中。陆架上从滨线到较深水区的一系列的滨面—陆架斜坡沉积，必然产生比滨面地层薄的陆架地层（或地层旋回），然而 Cliff House 和 Lewis 组的地层旋回厚度相当。

如图 3-5 部分剖面所示，正确的对比方法应该是沿着下伏成因层序的顶面从滨面斜坡到沉积物路过不留面。同期滨面的向海边界可能发育一个薄的向海方向的陆架旋回，在这种情况下，地层对比应沿滨面斜坡追踪到路过不留面，然后到下伏前积/加积地层单元顶面上的薄层加积旋回。路过不留面和/或薄的陆架旋回延伸到下伏地层单元的末期滨面斜坡——下一个向盆地一侧的阶地，此处一个同期的厚层陆架旋回充填了下伏单元滨面前的

盆地。

浪基面夷平作用并不一定受向陆进积成因层序的制约。Point Lookout 滨面步进—垂升的形态仅仅是碎屑楔状体内向海进积成因层序的一种主要样式。另一种常见的地层主要样式——向海进积的成因层序多垂向叠置，相当长的部分中间被海进面分隔开。一个成因层序滨面和海岸平原的一部分遭受海侵，被下一个较新的成因层序向上变浅的滨面前积覆盖。上述情况，如果海进没有形成深水陆架（海底在浪基面以下），那么浪基锋面将从较老的成因层序顶部将沉积物带走而沉积在同期滨面沉积边界以外的区域。

浪基面夷平作用对地层的计算机模拟具有重要的启示。浪基面夷平作用形成不能用单一的斜坡来模拟地层形态和地层组合。一个单一的斜坡，无论是由扩散算法，还是由其他一些方程建立，都不能再现 Mesa Verde 碎屑体中实际的向陆步进成因层序的地层形态，也不能模拟地层过程-响应系统。浪基面夷平作用过程（及下面要讨论的滨面筛选作用过程）需要用不同的模拟方法来研究。

3. Point Lookout 和 Cliff House 滨面的岩石学对比：对滨面筛选作用的响应

如前所述，向海进积的 Point Lookout 滨面具非均质性，泥岩夹层和向上砂质增多的相序使斜坡沉积变得明显。在 Point Lookout 组，滨面叠瓦状构造（shingles）被很好地保存下来，很多底形完全保存，许多风暴砂岩具有泥披盖。这些特征表明，滨面沉积物仅仅是经受了波浪和水流中等程度的再作用、簸选和自源自生沉积作用。

与此相反，向陆退积的 Cliff House 滨面砂岩几乎不含粘土或粉砂，无论是分散的颗粒还是披盖，它几乎完全由均质、叠置的丘状和槽状交错层理砂岩组成，很难发现斜坡层。这些特征表明，在滨面的簸选、自源自生改造和再作用过程中，波浪和水流作用活跃。

在滨面和三角洲前缘，沉积物沉积于沉积表面的过程和沉积物从沉积表面移走的过程间的对抗持续不断。不论何种情况的前积，其结果都是净的沉积物增加，否则前积不会发生，也不会有地层记录。但上述过程间的平衡决定了均一化作用和自源自生沉积作用的程度、从滨面剥离而输送到陆架的沉积物数量及粒度分布。

侵蚀、输送和沉积的共同作用形成了水动力滨面过滤器（shoreface filter），其效率（efficiency）与波浪和水流拍击滨面的力量和滨面的梯度有直接关系。滨面过滤器的效率以单位时间内沉积物重新活动、簸选并被移走的滨面沉积物数量来衡量。滨面过滤器的效力（effectiveness）是滨面过滤器的效率与单位时间内进入滨面的沉积物数量间均衡的函数。滨面过滤器的效力通过沉积均一化、簸选和分选作用的程度来衡量。给定同样的水动力条件和同样的滨面过滤器效率，单位时间内滨面获得的沉积物载荷越大，滨面非均质性越强；或者，给定同样的沉积物供给速率，滨面过滤器的效率越高，越有利于形成沉积成因更均一的滨面。

仅仅从沉积学性质分析，不能得出沉积物供给、水动力条件和梯度间以什么样的组合可以形成均质性强的或非均质性强的滨面。然而，非均质的 Point Lookout 与均质的砂质 Cliff House 间的差异清楚地表明，相对于波浪的作用效率，Point Lookout 比 Cliff House 具有更高的沉积物注入量。

运用地层反演模型（Cross 和 Lessenger）可以计算出输送到陆架上的沉积物数量和滨面过滤器的效率。反演模拟的结果中，过滤效率是倒置的（inverted）参数，表明 Cliff House 与 Point Lookout 相比，过滤效率和效力都要大（图 3-7）。在 Point Lookout 前积/加积

单元中，总的海相沉积物（滨面、由浪基锋面分配给浪基面上的陆架沉积物、陆架）大约有13%沉积在滨面和浅水陆架，其余的被输送到浪基面以下的陆架上。在 Cliff House 前积/加积地层单元中，总的海洋沉积物大约有2%沉积在滨面和浅水陆架，其余的被输送到浪基面以下的陆架上。

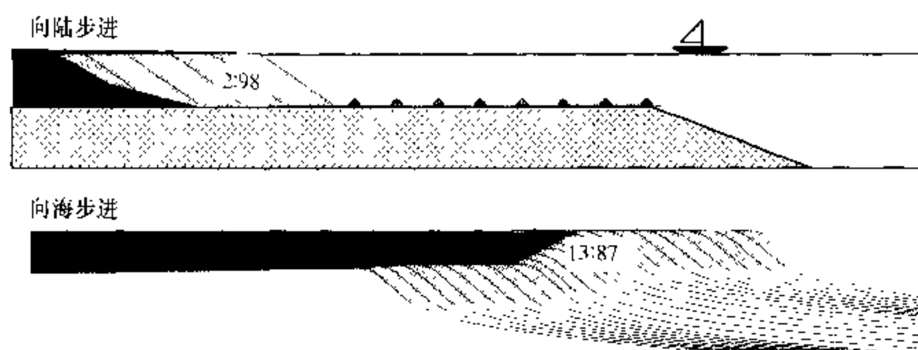


图 3-7　地层反演确定的向陆和向海步进的成因层序滨面筛选的效率

滨面过滤器的效率和效力直接影响着输送到和经过陆架的沉积物的组成和数量。来自高效率和/或高效力的滨面过滤器的陆架沉积物与来自低效率和/或低效力的滨面过滤器的陆架沉积物相比，前者砂质含量高，数量大。这解释了 Mancos 和 Lewis 陆架地层在结构和成分上的差别。向海进积的 Mancos 陆架的长的、低角度斜坡地层富泥贫砂，富含有机质。相反，向陆退积的 Lewis 陆架地层富砂，缺乏有机质。向陆退积滨面前的陆架砂岩具有勘探潜力，而向海进积滨面前的陆架泥岩是很好的源岩。

4. Cliff House 组与 Menefee 组的地层对比

Cliff House 组与 Menefee 组的对比方法与 Point Lookout/Menefee 实质上是相同的。每个 Cliff House 向陆退积的阶地相关的地层垂升与 Point Lookout 每个地层垂升间是相似的。在这两种情况下，响应于海岸附近的基准面上升旋回，陆地环境的响应是以沉积物加积为主的，向陆旋回的对称性增强。

5. Lewis 组的地层对比

Lewis 组通常由向上明显变浅的、不对称的基准面下降地层旋回构成，较对称的旋回较少。Lewis 组内的地层平坦或具很低的角度，浪基锋面的效力对地层形态的控制在其上半部表现得最好。随着 Cliff House 滨面逐渐向陆退积，浪基锋面不断使沉积物重新活动，并把沉积物从陆架输送到浪基面以下的海底，Lewis 上部的几期顶超斜坡形成了向陆尖灭、向海加厚的退覆楔状体。这反应了 Cliff House 沉积时期的浪基锋面夷平陆架、将沉积物输送到深水陆架并保持陆架浅水环境的效率。

在 Cliff House 趾部之前和之上，滨面是反常的、向上变深的地层旋回，横剖面上呈似透镜状，底面平坦，上覆于 Cliff House 滨面趾部和 Lewis 陆架地层旋回顶面之上。透镜体上凸，向下倾方向上延伸大约 1～3 mile（1.5～5 km）。这些透镜体仅分布在 Cliff House 滨面阶地向海的沉积边界附近，被解释为海进期间从滨面削蚀的沉积物，在浪基锋面的作用下输送到滨面趾部的陡坎部位。

6. 滨面夷平作用是“低水位期”砂岩的另一成因

向陆步进滨面狭窄的滨面相域暗示了有大量的以砂为主的沉积物通过滨面筛选被输送到陆架或陆架以下。Lewis组内连续的、厚度稳定的陆架旋回进一步证明了有大量的沉积物被筛选和路过不留。相反，在Point Lookout向海进积的滨面相域内堆积了特别多的、以砂质为主的沉积物。上述差异对陆架地层内被解释为“低水位期”沉积物的砂岩体，其可能的成因具有重要的启示。

浪基锋面对沉积物经过陆架路过不留作用的效率与水体深度有关。滨面夷平作用在浅水陆架区效率最高，这可能与成因层序向陆退积的叠加样式有关。上述条件下，沉积物经浅水陆架被输送、堆积在离滨线很远（约10~50 km）水体深度稍大的位置。向陆退积成因层序的地层对比必须用路过不留面把两个侧向连续的岩体（滨面和陆架砂岩）连接起来，而向海进积成因层序的地层对比一般是沿着原始沉积剖面从陆地对比到陆架。陆架上一系列向陆退积的成因层序常形成向上变浅的砂岩序列，可能被曲解为“低水位期”的沉积物或身首异处的滨面（beheaded shorefaces），中间夹的路过不留面可能被曲解为陆上不整合面或层序界面。

五、结论

研究表明，各种规模的地层学和沉积学性质都非常有序，并同样响应于可容纳空间与沉积物供给比值条件的变化。当一种规模的属性从一状态过渡到另一状态，其他规模的属性也发生同样的变化，Mesa Verde成因层序的大规模叠加样式与滨面相域岩性和相分异、陆地和浅海地层旋回的对称性、陆架的水体深度及陆架地层的岩性有关。向海进积成因层序的滨面相域是非均质的砂泥混合物，而向陆退积成因层序的滨面砂岩是均质的，不含泥。Point Lookout向海进积以地层步进形成的“台阶”和垂升形成的“台阶梯”为特征，分别与浪控滨面和潮控海湾相有关。相的变化反映了海岸线地貌的变化，海岸线地貌的变化又响应于基准面旋回中可容纳空间/沉积物供给比值的变化。陆相地层的地层旋回起源于Point Lookout滨面的垂升，近垂升位置表现出很强的基准面上升不对称性，向陆一侧旋回对称性逐渐增强。

观测表明，地层过程-响应系统组织有序，运转良好。地层对过程的响应可以是直接的，也可起因于更复杂的非线性动态相互作用。临界值、反馈系统和缓冲作用控制地层响应。尽管现在对因果关系的认识并不完善，从其他性质也可以来预测一组未知的沉积学和地层学性质。

对碎屑楔状体向海进积和向陆退积部分必须用不同的对比方法。向海进积成因层序的地层对比沿平坦的海岸平原（0.01°~0.001°），过较陡倾（0.1°~5°）的滨面或三角洲前缘，再到中等梯度的陆架或更远。向海进积的滨面通常前积跨过浪基面以下的较深水陆架，形成自己的陆架平台，其地层对比与沉积地形剖面相一致。向海进积的Point Lookout滨面阶梯状前积中，发育一系列平坦的步进和垂升。每个垂升在海岸平原、滨面和陆架相域都形成一个新的成因层序。跨过这些相域的成因层序的地层对比也是沿原始地形剖面进行的。

与向海进积成因层序的滨面通常前积跨过深水陆架不同，向陆退积成因层序的滨面前积跨过浪基面以上的浅水陆架。前积滨面前的浅水陆架是下伏成因层序平坦的海岸平原和滨面相域上海侵的产物。前积阶段，沉积物从滨面簸选出来，在浪基锋面的作用下经浅水陆架到达浪基面以下位置沉积下来。除了薄层退覆的加积陆架旋回，浪基锋面阻碍了沉积

物在陆架上的堆积。一般沉积物在浪基面以下首先堆积的地点是在下伏滨面的沉积边界以外。向陆退积成因层序的地层对比沿海岸平原和滨面或三角洲前缘的地形剖面，到下伏成因层序顶部的路过不留面，然后到下伏成因层序沉积边界以外加积的陆架旋回。

（据 Timothy A. Cross and Margaret A. Lessenger，"Correlation strategies for clastic wedges" 编译）

（彭　峰、刑　军译，王红亮校）

第二节　浅海和海岸平原地层的叠加样式、沉积物体积分配和相分异

该项研究说明了地层过程-响应系统的有序性，并指出了产生有序性的原因。作者观察到了从硅质碎屑海岸平原到陆架地层中与地层旋回叠加样式一致的地层学和沉积学的许多性质的系统变化，可以根据保存原理和地层基准面的观点分析这些地层学和沉积学性质的变化。地层基准面描述了可容纳空间变化所需要的能量与用于侵蚀、搬运和堆积沉积物的地表过程能量之间的平衡状态。可容纳空间与沉积物供给比值（A/S）的变化引起基准面的变化，A/S 条件的变化和物质的保存决定了不同环境堆积的沉积物的体积和类型。

在时间域内，沉积物被分配到海岸平原和滨面相域。两种相域内总的沉积物体积比的变化伴随着非海相与海相砂岩体积比的变化。沉积物体积分配反映了沉积物搬运、改造与自生自源作用（Cannibalization）、净堆积速率之间的平衡，它可以由伴随地层基准面旋回的 A/S 条件的变化来解释。

沉积物体积分配控制或影响着各种规模的沉积学和地层学属性，包括相构成、相组合和相序、原始地貌要素保存程度、岩石物性、地层结构、不同成因间断面的出现频率等。可以识别出两种类型的相分异，一种是相同环境、不同 A/S 条件下原始地貌要素的变化；另一种是地层记录中原始地貌因素保存程度和比例的变化。相分异导致了相同环境沉积的相的多样性和岩石的非均质性。与向陆退积旋回中均质的砂质滨面地层相比，向海进积旋回的非均质滨面地层形成于相对较低的 A/S 条件。同样，与向海进积旋回的均质河道砂岩相比，向陆退积旋回的非均质分流河道形成于相对较高的 A/S 条件。在均质地层中，不连续的地层面所代表的时间比岩石代表的时间要多；在非均质地层中，大部分时间是由岩石而不是间断面来代表的。

从保存原理和地层基准面的观点来看，多种类型、各种规模的地层学和沉积学性质都表现为连续、系统的变化样式。这种有序性在相同沉积环境保存下来的产物序列中产生了过渡的相构成、相序和相组合。通常描述为"相模式"的相域的沉积学性质是基准面旋回期间分别存在的地貌要素的产物的混合体。未来的相模式应该从地层学的观点来构建，在这种相模式中存在以过渡形式出现的相序和相组合的连续序列，它们是相同沉积环境的不同产物。

一、地层背景和叠加样式

上白垩统 Ferron 砂岩是沉积在犹他州中东部前陆盆地大型三角洲位置的一个海退—海进楔状体（Gander 和 Cross，1994）。该时期海平面接近最高位，可容纳空间和沉积物供给都较大。因此，Ferron 砂岩沉积时期更多地表现为岩石而不是侵蚀面和非沉积作用面，缺

乏区域性不整合面。

Ferron砂岩由8个前积/加积地层单元（短期地层旋回）形成，以向海进积、垂向加积和向陆退积的几何形态排列（图3-8）。每个前积/加积单元包括海岸平原、河口湾/海湾/潟湖、滨面和陆架相域几个部分。连续的三维露头和地球物理测井为进行跨相域的短期旋回对比提供了资料基础。

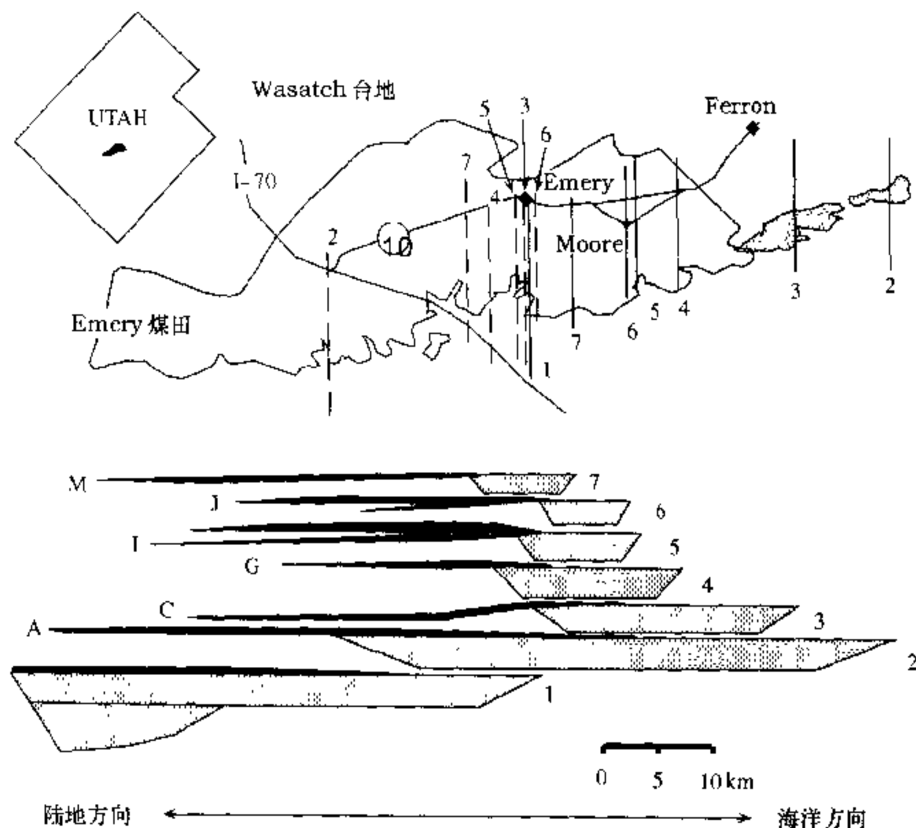


图3-8 Ferron砂岩上部短期地层旋回的进积、退积、加积叠加样式

在Ferron砂岩中可识别出三种时空规模的地层旋回（Gander，1993；Gander和Cross，1994）。每种规模的地层旋回均记录了完整的地层基准面旋回或能量旋回（Wheeler，1960）。在一个能量旋回期间，可容纳空间与沉积物供给比值（A/S）单向减小到一个极限（基准面下降到最大值），然后再单向增加到另一个极限（基准面上升到最大值）。A/S值单向增加或减小的极限或“转换点”，在每个地层旋回的空间展布范围内是可以对比的。每种规模的地层旋回均是以时间界面为界的岩石单元，这些单元由一个基准面旋回期间形成的所有地层和小型沉积间断组成。在对比中，不管规模大小，所有地层旋回的起始点必须选择同样的转换位置．该项研究中，起始点选在基准面上升到下降的转换位置，因它最实用，其位置最容易识别，易于追踪，且常被文献引用。

进积/加积地层单元的叠加样式是中期基准面旋回A/S条件变化的产物。向海进积单元（图3-8中1～3）沉积在A/S值减小期，垂向加积单元（图3-8中4）沉积在中期基准面下降到上升的转换位置，向陆退积单元（图3-8中5～8）沉积在中期基准面旋回上升期。

二、沉积物体积分配

海岸平原和滨面相域沉积物体积的相对比例随短期地层旋回在叠加样式中的位置而变化，这是短期和中期基准面旋回 *A/S* 条件变化的几个重要响应之一。当地层基准面上升、与地表相交的位置逐渐出现在地形剖面相对较高的部位时，*A/S* 值增加，上坡位置沉积物贮存能力增加，因此，更多的沉积物贮存在上坡的陆相环境，而可供搬运到下坡滨面和陆架环境中的沉积物则较少。相反，当 *A/S* 值减少时，更多的沉积物进入滨面和陆架环境，而上坡陆相环境中贮存则相对较少。短期地层旋回中沉积物体积分配的程度，正如用保存于不同相域的沉积物的比例来测算的一样，随中期基准面旋回 *A/S* 条件的变化而变化。

在 Ferron 砂岩上部的 4 个进积/加积地层单元中进行沉积物体积分配的测量。根据取自露头、测井和校正的照片镶嵌图、分布面积超过 68 平方英里的 97 个数据点作图。用经过标准化了的沉积物体积测量值解释相域的古地理位置和宽度的变化，以及研究区到逆冲前缘沉积体系保存的不完整性。客观的、统一的标准化程序是测量每个短期地层旋回滨面（三角洲前缘）相域向海、向陆沉积边界之间的陆相和海相相域的沉积物体积（图 3-8）。

在这些古地理界线之间，分别测量浅海和海岸平原地层中沉积物总体积和砂、泥岩的总体积，这样可以比较进积、加积、退积单元中浅海与海岸平原地层沉积物总体积和各种岩性所占的比例。

测量结果可用滨面相域海、陆沉积边界间海岸平原和滨面地层的岩性分布厚度-距离交汇图表示（图 3-9）。根据相域边界方向和古水流分析可以确定图示方向平行于沉积走

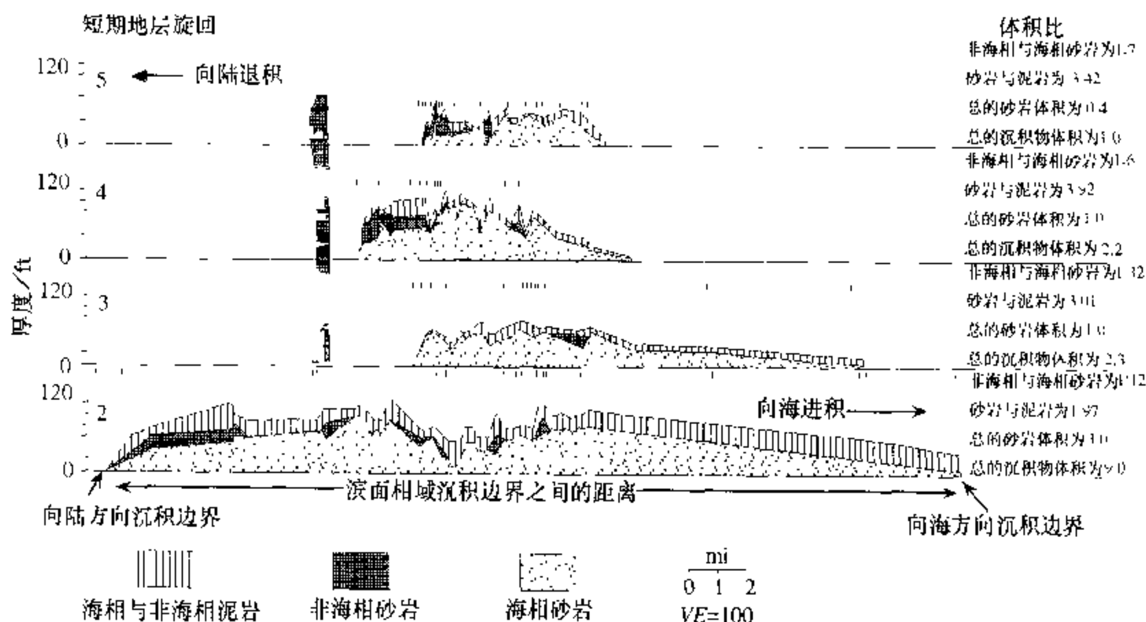


图 3-9　Ferron 砂岩上部厚度-距离关系图
（显示滨面相域浅海和海岸平原地层不同岩性的区域分布）

向，作图原点设在距滨面相域向陆沉积边界的某一固定的距离。这些图显示了每一加积/进积单元的海相和非海相砂岩体积、总的砂岩和泥岩体积以及沉积物总体积。沉积物体积

可表述为：①浅海对海岸平原地层的砂岩体积比；②地层旋回总的砂/泥岩体积比；③每个地层旋回总的沉积物体积。计算出每个位置的沉积物体积和岩性比例，与厚度-距离图上的平均值进行比较。

从进积到退积的地层单元，总沉积物体积和总砂岩体积减小（图3-9）。进积地层单元2和3非海相与海相砂岩体积比分别是1:12和1:32，加积单元4是1:6，退积单元5是1:7。进积旋回记录了浅海地层沉积物体积的增加和海岸平原地层沉积物体积的减少以及可容纳空间向盆地方向的迁移，滨面前积作用大于海岸平原加积作用。垂向加积旋回在旋回边界附近没有或很少发生相的迁移，连续的地层旋回中沉积边界的迁移也不明显，几乎相等的沉积物分布在这两个相域。与此相反，退积地层旋回记录了海岸平原沉积物体积的增加、浅海沉积物体积的减少以及可容纳空间向陆的迁移，海岸平原加积作用大于滨面进积作用。

退积旋回中总沉积物体积和总砂岩体积的减少，反映了滨面相域宽度的减小。与进积旋回相比，加积与退积旋回由于海进引起海岸平原的可容纳空间和贮存能力增加，从而减少了输送到浅海环境的沉积物体积。加积和退积旋回中海岸平原相域砂岩贮存位置的迁移也反映了这些旋回沉积过程中 A/S 值的增加。

由于可容纳空间是可供沉积物聚集的潜在空间，沉积物的搬运方向并不影响反映沉积体积和可容纳空间的厚度-距离交汇图。厚度-距离交汇图中的外源沉积物（如沿岸搬运的沉积物）可能影响纵横比，但不会影响相关相域的沉积物体积分布。

三、滨面相域的相分异

由于沉积物体积分配作用，使保存在特定相域、但处于基准面旋回不同位置的地层结构、相组合和相序、岩石多样性、层理类型、岩石体的连续性和连通性、岩石物性等都发生变化。“相分异”（Cross et al.，1993）就是指基准面旋回期间这些沉积学和地层学性质的变化。如前所述，相分异反映了原始地貌要素的保存程度及不同时期、同一沉积环境地貌要素类型的变化。地貌要素保存程度受沉积物增加、减少和净聚集之间的相对平衡所控制。这些过程的速率受基准面旋回期间伴随 A/S 值条件变化的沉积物体积分配的强烈影响。

进积、退积单元中滨面相域的地层在岩石非均质性、相序与相组合、斜面角度、几何形态和纵横比，以及浪成和水流地貌要素的相对主次等方面有很大差异。高 A/S 值条件下沉积的退积滨面砂岩较均匀、颗粒较粗，以浪成和波浪改造的相组合为主，相域宽度较窄；低 A/S 值条件下沉积的进积滨面非均匀性明显，波浪和水流成因的混合导致相分异性明显，包含很多完全保存下来的底形和其他古地貌要素。前人曾注意到墨西哥湾海岸三角洲（Curtis，1970）、西部内陆海道滨面（Mackenzie，1972）相域不同叠加样式的地层学和沉积学性质的差异性，但未作解释。

进积和退积地层旋回的下三角洲前缘相记录了相同水深从风暴到好天气的浪基面，但其地层学和岩石学性质有很大区别（图3-10）。退积旋回的下三角洲前缘序列厚度较薄（$<1\sim4$ m），由于前积于下伏进积/加积单元形成的平坦的浅水台地之上而具有突变的底界面。它们由相对单一的相互切割叠置的丘状交错层组成，顶部为对称纹层和/或水流非对称层纹层。该相组合表明沉积物以沉积改造作用为主，堆积作用和生物潜穴作用为辅，海底底形和其他古地貌要素的保存作用有限。

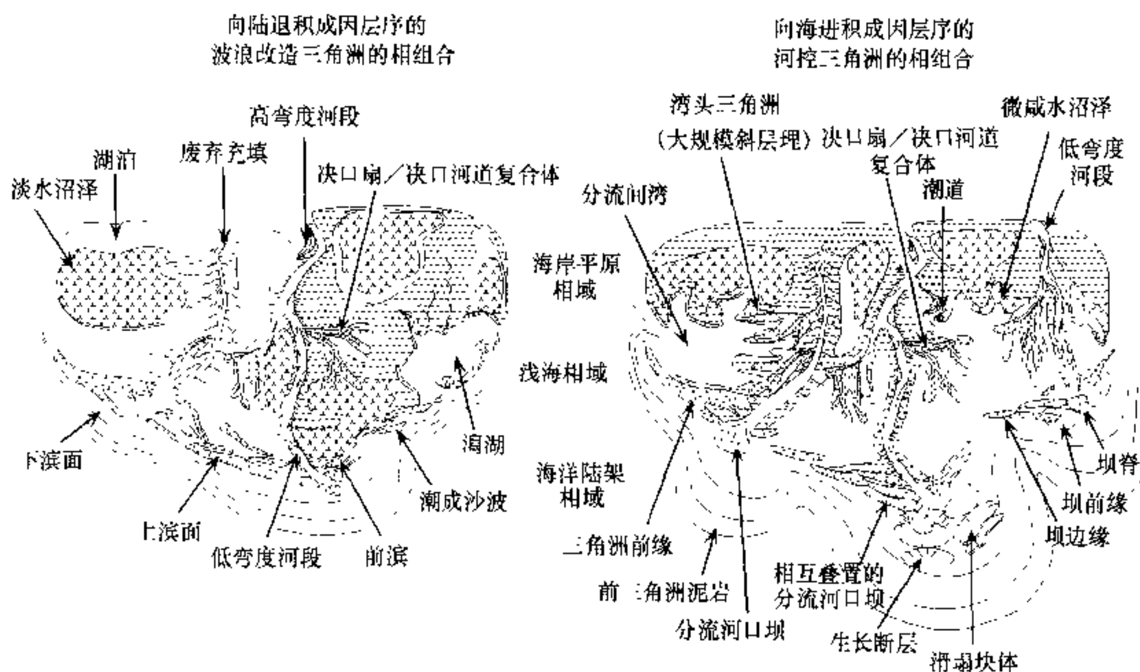


图 3-10　Ferron 砂岩上部向海进积和向陆退积的地层旋回陆架、浅海、海岸平原相域和相组合示意图

进积旋回的下三角洲前缘是由浅水沉积物重力流、波状到丘状交错层砂岩、对称和非对称波状纹层砂岩和诸多的泥岩夹层组成的混合物，砂、泥岩比例大致相当，富含炭屑和塑性沉积变形构造，且生物潜穴较少。沉积层的几何形态从相互叠置状到板状均有发生，并以透镜状广泛发育、原始地貌要素保存程度高为特征。这些现象记录了大量的洪水衰退流和风暴衰退流事件。

退积旋回的上三角洲前缘相由 1～20 m 厚、分选好、中到细粒、发育相互叠置的丘状到槽状交错层理砂岩的向上变粗的序列构成。下三角洲前缘向上三角洲前缘的过渡是明显的，砂泥比从大约5:1 变为大于 10:1。向海倾斜的层面更加陡峭，但因岩性的均质而显得模糊。遗迹化石分异度高，按丰度顺序依次为：Skolithos、Dphiomorpha、Thalas sinoides、Planolites、Diplocraterion、Aremcolites、Rosselia 及 Chondrites。

进积旋回中，上三角洲前缘相非均匀砂、泥岩的向上变粗序列表明河流影响增加。沉积相和地貌要素具多样性，包括叠置的分流河口坝、生长断层、旋转滑动体和分流间湾地层以及上滨面风暴成因的丘状层和滩槽。延伸较长的、连续分布的泥质披盖和泥岩层分隔衰退洪水流和风暴事件沉积的砂岩。相互叠置的大、小规模的底形全部保存下来。生物潜穴往往局限于砂岩上部。斜面清晰，但较退积单元的滨面要缓。

响应基准面旋回的沉积物体积分配作用可以解释滨面相域的相分异特征。进积地层旋回中，海岸平原保存的沉积物较少，大部分沉积物被河流搬运到海岸、三角洲前缘、滨面和陆架环境，使岸线更不规则，表现为朵状、伸长的三角洲岬角和港湾。三角洲前缘以河流作用为主，进积迅速，沉积速率较高，构建了一个开阔的低角度三角洲平台，由此增加了波浪的摩擦阻力，分散了波浪的能量。较高的沉积速率和波浪能量的分散，减少了波浪

和水流对搬运到滨面和三角洲前缘沉积物的改造时间和效率。因此，形成的地层由在多种浅海环境中洪水流和风暴事件形成的保存好、分异性明显、非均质强的富泥组合构成。

退积地层旋回以海岸平原堆积的沉积物多，泥/砂比例增加为特征。正因为如此，较少的砂质沉积物被搬运到三角洲前缘。砂质三角洲前缘的前积作用和沉积速率减小，波浪和水流有相对更多的时间去改造和分选滨面沉积物，因此，三角洲前缘相均质、富砂，沉积物的波浪改造作用和再分配作用明显，相的多样性减少。

在进积到退积的短期旋回中，从河流为主到波浪为主的变化反映了三角洲前缘剖面对海浪、水流、分流河道沉积卸载相互间平衡的敏感性。远滨台地斜坡和三角洲前缘剖面的改变反映了沉积物流量的变化。Wright 和 Coleman（1973）提出，高流量、以河流作用为主的三角洲具有低梯度斜坡，而低流量、以波浪作用为主的三角洲则具有较陡的斜坡。三角洲形态的变化伴随着保存在三角洲内的小规模地貌要素的变化。这些变化导致不同短期地层旋回、相似水深的相组合内相的构成及各相所占比例的差异性。

Ferron 砂岩进积/加积单元的滨面相域提供了两种相分异作用的典型实例。第一种相分异类型，即地层控制了构成地貌环境的地貌要素的类型，其表现为：由进积到退积地层单元，逐渐由以河流作用为主的三角洲到以波浪作用为主的三角洲的明显变化。这里能分析出来的三角洲地貌变化的唯一控制因素是伴随小规模地层旋回叠加样式的 A/S 条件的改变。不同的三角洲类型并没有表现出受气候变化、汇流盆地的大小、卸载、距岸距离、陆架宽度、水深、构造形态或其他因素的控制。搬运到三角洲前缘的沉积物通量是 A/S 值变化期间海岸平原相域不同沉积物贮存能力的函数。随沉积物通量和组成的变化，河流输入与海洋改造作用间的相对平衡也发生改变，导致三角洲地貌的不同。第二种类型的相分异，即原始地貌要素保存程度的变化。该项研究表明，在进积和退积地层旋回中构成滨面相域的相的沉积学性质明显不同。相的多样性和保存程度的增加是退积旋回的典型特征，而相互叠置、相互“吞并”和低的相分异性是进积旋回的典型特点。同样，这种变化又归因于对原始地貌因素保存作用和完整性有重要控制作用的 A/S 条件的变化。

四、海岸平原相域的相分异

海岸平原相域的地层旋回包括：记录基准面下降的贫有机质、富砂相（分流河道和决口扇/决口河道砂岩）以及记录基准面上升的富有机质、贫砂相（沼泽和泛滥平原泥岩、炭质页岩和煤层）。不论其在叠加模式中的位置如何，海岸平原地层在所有短期地层旋回中具有相同的沉积相，但相的比例、几何形态、结构要素的大小，以及地貌要素的保存程度则随叠加样式有规律地变化。退积旋回的海岸平原相域与进积的海岸平原相域相比，砂岩较多，总沉积物体积较大，但砂/泥比例较低。这种变化趋势在整个叠加样式内是渐变的。

进积旋回的海岸平原地层向上减薄，且砂/泥比逐渐增加，相的多样性逐渐减少，河道侵蚀加深，侵蚀面横向扩展，发育有加积古土壤和煤层。加积旋回的海岸平原地层为侧向展布的多层状、多个分流河道带砂岩，并与非均质的决口扇、决口河道沉积交互。泥岩和炭质泥岩比例较高，煤层不发育、沉积物粒度粗，具有大致相当的河道带与泛滥平原体积比。退积单元的海岸平原地层具有高的河道带与泛滥平原体积比，河道带砂岩与较发育的决口扇/决口河道复合体和厚达 10 m 的煤层指状交互，横向展布的薄煤层通常覆盖于退积短期旋回之上。

同等规模、相同地貌形态和河岸大小的分流河道供应所有旋回的滨面沉积，分流河道砂岩的沉积学性质随旋回在叠加样式内位置的变化而明显不同。分流河道砂岩中滞留沉积物成分和厚度、砂体类型和几何形态、原始底形的保存程度、相多样性等均记录了 A/S 状态和伴随的沉积物体积分配作用（图 1-11）。

所有旋回内的分流河道砂岩具有大致相似的横剖面形态和相似的沉积相内部变化。它们都具有"漏斗形"或"长牛角状"的横剖面形态。底部陡侧河道边缘窄（牛鼻状），顶部河道边缘扩大 4 到 10 倍、边缘梯度低（牛角状）。沉积相特征表现为从底部的连续性好、相互切割叠置改造、侧向局限、加积的砂体渐变为顶部的扩展、松散的格架、更充分保存、侧向叠置的砂体。尽管所有旋回的河道砂岩具有相同的样式，但其他沉积学性质的变化则记录了 A/S 值的变化和伴随短、中期基准面旋回的沉积物体积分配作用。

高可容纳空间、退积旋回的分流河道一般 15～25 m 厚，1～1.5 km 宽，具有中等连通性、中等冲刷-充填、低弯度、高弯度、5～20 m 厚的废弃充填复合底形组合构成的各种各样的组合。复合底形组合常由泥质披盖层或滞留沉积物隔开。沉积在河道和复合底形组合底面之上的泥质支撑的、泥砾内碎屑底部滞留沉积物厚度可达 1 m，侧向连续可达数百米。相同长度的内部加积面和活化面记录了砂坝底形侧向和向下游的迁移。底形、侵蚀充填复合底形和生长复合底形都很好地保存下来（相互叠置和"吞并"作用不明显）。复合底形内相的多样性明显，包括厚层、薄层的槽状交错层理、板状层理、水平层理、包卷层理和指示流体状态的其他构造、完好保存的较大砂坝底形后面的平脊沙丘、厚层波状和爬升波痕层理。

相反，进积旋回、低可容纳空间的河道砂岩厚度与其相当，但宽度只有几百米。由连通性好（相互叠置）、冲刷-充填构造发育、低弯度构成的冲刷面之上，复合底形组合厚度可达 5～10 m 的砂岩组成，相的多样性明显降低。底形和复合底形相互叠置和自生自源作用十分明显，导致很低的相多样性（一般薄层槽状交错层理的体积大于 95%）。偶见砂质支撑的、2～20 cm 厚的泥质内碎屑滞留沉积物不连续地覆盖在河道和复合底形的底部冲刷面之上。

Ferron 砂岩的前积/加积单元的海岸平原相域是说明 A/S 条件变化导致地貌要素保存程度的差异而产生相分异的一个很好的例子。高可容纳空间的退积地层旋回中，海岸平原相域具多样性，反映多种地貌因素保存下来，分流河道的许多原始底形和复合底形得到完整或近乎完整地保存。相反，低可容纳空间的进积地层旋回中，海岸平原相域的多样性很低，反映了只有那些极易保存的地貌因素才能保存下来。分流河道的原始底形和复合底形相互切割、叠置作用十分明显。

五、地层背景下的相模式

相模式总结了特定环境可能的相组合及其特征，是从多个特殊实例分析、从对那些所谓标准的变异的观察，综合、简化，提取其"本质"，或特定环境中的基本相要素而建立的（Walker，1984）。对实例选择的唯一要求是实例必须是特定地貌环境的产物。相模式是建立在假设"某种环境中保存的地层记录与该环境所有地貌要素的地层记录是相似的，且是其中的一部分"的基础上。由此，一种环境中的地貌要素在地层中以同样的比率作为"相"保存下来。这一假设要求形成地表盖层的地貌要素单元原地瞬时加积，形成与地貌要素同样复杂并具有相同分布区域的地层相单元。如果代表单一沉积环境的相组合和相序

是从不同的地层旋回或同一基准面旋回的不同部分得出的，那么该沉积环境最终的相模式就是那些从来不共存的、不相关要素的混合物。

每种环境都有其独特的相模式，它们并不是侧向相邻环境的沉积相的混合或合并。侧向相邻的辫状平原—湖相—冲积扇环境的相模式并不存在，但地貌上识别出的环境都有其相关的各自的相模式。不同的河流形态（如辫状河、曲流河、网状河）和不同的三角洲形态（如浪控、河控和潮控）存在多种相模式。

相模式是静止的。由多个实例得到的假定某一时刻存在单一地貌和沉积特征组合的相属性、相组合和相序是没有说服力的。相模式建立在假设“不同空间、不同时间的特定沉积环境中的地层产物是相似的”基础上。模式不能在某一特定环境下给定的地貌单元识别出来。地貌要素保存程度（体积和比例）的变化是地层记录中沉积相差异性的主要原因。

这些相模式的特征没有一个能对沉积物堆积作出四维地层学评价。相模式忽略了“沉积物堆积发生在侧向相邻环境迁移期间”的事实。地貌环境单元并不原地加积产生与地貌单元相似的地层产物。

该研究表明地层过程影响构成某一环境的地貌要素的类型，以及地层记录中地貌要素的保存程度和保存比例。基准面旋回期间 A/S 条件的变化控制沉积物体积分配，因此，形成两种类型的相分异作用。进一步分析表明，更精确的相模式应该从地层学的观点来建立，这种观点认为作为相同地貌单元的不同产物，存在相组合和相序的连续序列。

六、结论

在 Ferron 碎屑楔状体分布范围内，随时间的推移，不同古地理位置上堆积的沉积物形成一系列以进积、加积和退积叠加样式排列的地层旋回。该尺度下的沉积物体积分配与中期基准面旋回期间可容纳空间与沉积物供给的比值（A/S）的条件变化相关。

每个地层旋回内，短期基准面旋回期间，沉积物以不同的体积和比例被分配到不同的沉积环境。两种规模基准面旋回的叠置引起时间域内沉积物体积分配的系统变化。滨面相域总的沉积物体积和总的砂岩体积从进积到退积叠加样式有规律地减少，海相与非海相砂岩的比例也相应减小。这说明进积到退积叠加样式转换期间，上坡陆相环境的沉积物贮存能力增加。

A/S 值和沉积物体积分配变化的产物之一是三角洲形态的变化。进积旋回的三角洲以河流作用为主，而退积旋回以波浪作用为主。三角洲形态的变化与上坡陆相环境的沉积物存储能力的变化有关。这说明了一种类型的相分异作用，即地层过程控制了某一特定沉积环境的地貌要素类型。

短期地层旋回的沉积物体积分配也影响不同环境的净沉积物堆积速率，反映了沉积物增加速率与沉积物改造和相互“吞并”速率间的平衡。短期旋回期间 A/S 值的变化控制或调整构成某一环境的地貌要素相互“吞并”和叠置程度。某一相域内相多样性、相组合和相序、岩石非均质性和岩石物性的变化是 A/S 值变化的表现形式。高可容纳空间退积旋回的滨面由均质砂岩构成，而低可容纳空间进积旋回的滨面则具岩性非均质性、相多样性和增加的原始地貌要素保存程度。退积旋回的分流河道砂岩相多样性明显、复合底形组合和底形较好保存；而进积旋回的分流河道砂岩则由强烈“吞并”、叠置和低多样性的复合底形和底形构成。这些实例说明了另一种类型的相分异作用，即地层过程控制了保存的原始地貌要素的比例。

A/S 值渐变期间的沉积物体积分配和相分异作用在同一地貌环境中产生了截然不同的相组成、相组合和相序。地层记录是每一相域中 A/S 条件从高到低的连续性变化的过渡形式。现存的相模式假定地貌环境的产物不论时间、地点和沉积条件都是相似的。相模式对相组合和相序的地层学控制不敏感。而且，通过对不共生的沉积相要素的观察所建立的大多数相模式是不正确的。只有将相模式与引起沉积物体积分配和相分异作用的 A/S 值对应起来，对地层分布才有预测作用。因此需要建立对地层敏感的新一代的相模式。

大量地层学和沉积学性质的系统性变化强调了地层过程-响应系统的有序性，说明了诸多类型和不同规模的地层属性之间的系统关联性。这些属性是从简单的保存原理和地层基准面观点分析诸多的、相互依赖的地质过程的补充记录。互不相关的、各种类型的资料的有序组织是准确进行地层预测的基础。对地层某种规模的属性的认识可以用来预知其他规模的属性。

（据 Michael H. Gardner, Timothy A. Cross and Mark Levorsen, "Stacking patterns, sediment volume partitioning and facies differention in shallow-marine and coastal-plain strata" 编译）

（王平译，王红亮校）

第三节　鄂尔多斯盆地上古生界含煤层序地层与储层预测

鄂尔多斯盆地为位于华北地台西部的大型克拉通叠合盆地，三次主要构造运动（早古生代加里东运动、早中生代印支运动和晚中生代的燕山运动）将盆地分为三大构造层序和三个含油气系统，即下构造层序下古生界含气系统、中构造层序上古生界含气系统、上构造层序上二叠－侏罗系含油系统。

上古生界含气系统是自生、自储、自盖的煤成气含气系统，其沉积地层为一套在北高南低的缓倾古地形之上以陆表海为沉积背景发育起来的早期为海陆过渡相、晚期为河湖相的陆源含煤建造。本节以盆地中东部地区为例，说明其层序地层与储层分布特征。

一、层序地层格架

上古生界构造层序整体形成于高级次区域基准面产生的以基准面下降期沉积为主的不对称旋回。经对研究区钻井、露头、测井资料详细分析，将石炭—二叠系勘探目的层段本溪组—上石盒子组划分为 3 个中期地层旋回、11 个短期地层旋回。三个中期旋回自上而下命名为 MSC1、MSC2、MSC3（图 3-11）。

（一）MSC3 旋回

相当于本溪组和太原组。底界为石炭系与奥陶系之间的区域不整合面，顶界为山西组底部较发育的河道下切面，即北岔沟砂岩的底界。该层序为一不对称旋回，其上升半旋回的地层厚度远大于下降半旋回。上升半旋回发育潮坪砂泥岩、泥炭坪煤层、障壁岛和扇三角洲砂岩、海相灰岩等；下降半旋回则以发育泥炭坪泥岩、煤层为特征；上升与下降的转换点，即最大洪泛面位置，为一套全区广泛发育的海相灰岩或与其相应的细粒泥质沉积。

（二）MSC2 旋回

相当于山西组。底界为山西组底部较发育的河道下切面，顶界为下石盒子组底部的河道下切面，即骆驼脖子砂岩的底界面。该旋回为一不对称旋回，其下降半旋回的厚度多大

图 3-11 神 2 井层序地层综合分析图

于上升半旋回的厚度。上升半旋回下部发育河道沉积，上部发育泛滥平原泥质沉积和煤层；下降半旋回发育河道砂岩和泛滥平原泥岩沉积，局部发育炭质泥岩和煤层。上升与下降的转换点为全区广泛分布的较厚层泛滥平原沼泽煤层。

（二）MSC1 层序

相当于上、下石盒子组地层。底界为下石盒子组骆驼脖子砂岩底部的不整合面，顶界为石千峰组底部较厚层砂岩的底界。该旋回为一不对称旋回，上升半旋回的地层厚度远大于下降半旋回。上升半旋回为呈退积叠加样式的河道砂砾岩和泛滥平原泥质沉积；下降半旋回以泛滥平原泥质沉积为主，局部为滨浅湖沉积，夹河道和决口扇砂岩。上升与下降半

旋回的拐点为上石盒子组中、上部广泛发育的一套泛滥平原或滨浅湖泥质沉积物。

在单井层序划分的基础上，选择大致平行和垂直物源两个方向，建立了研究区的高分辨率层序地层对比格架（图3-12）。由MSC2+MSC3旋回对比格架可以看出，在研究区南部近盆地中心位置，短期地层旋回发育完全，多以对称旋回为主；而近盆地边缘位置，短期地层旋回发育不全，表现为缺失某一短期旋回，或表现为缺失旋回的某一部分。短期旋回的发育程度与其所处的地理位置及在中期旋回中可容纳空间的相对大小有关。在近盆地边缘地区，在中期旋回上升半旋回下部多缺失下部的短期旋回，中期旋回下降半旋回上部多缺失上部短期旋回。这一特征主要受可容纳空间所限制的沉积物的体积分配和 A/S 值所决定的沉积物的保存程度控制。

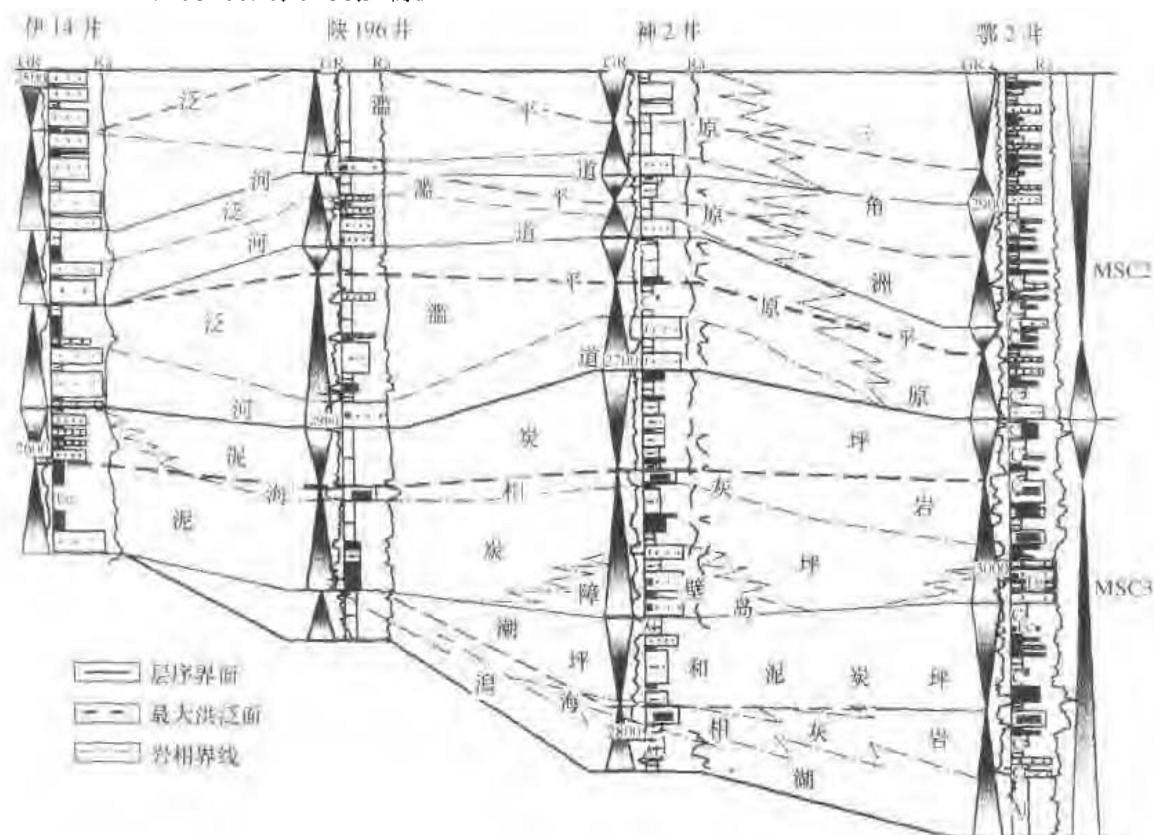


图3-12　伊14井—陕196井—神2井—鄂6井MSC3和MSC2旋回南北向对比剖面图

二、基准面旋回与沉积体系构成

研究区目的层段可识别出以下几种沉积体系：扇三角洲沉积体系、陆表海沉积体系、三角洲沉积体系、冲积扇沉积体系及河流沉积体系。层序格架内不同层序以及层序内不同的位置，沉积体系的发育具有不同的特征。

（一）MSC3旋回沉积体系构成

该旋回形成期，鄂尔多斯盆地具陆表海沉积特征，形成障壁岛与潟湖—潮坪相邻分布的多堡岛沉积。海平面上升过程中形成几乎覆盖全区的台地碳酸盐岩沉积。盆地北部发育扇三角洲沉积。

（二）MSC2旋回沉积体系构成

该旋回沉积是在海西运动构造背景下，在石炭纪末海退的陆表海基础上发育起来的。相对于下部 MSC3 层序，其沉积范围扩大，并向盆地边缘超覆。此时华北地台北缘逐渐抬升，北高南低的古地形格局更加明显，南北沉积分异作用出现。在来自北方古陆丰富的碎屑物质供给条件下，在中北部地区自北而南形成了曲流河—三角洲沉积。温湿的气候条件及植物的繁茂，在曲流河河间低地、湖泊边缘、三角洲间湾沼泽等各部位发育泥炭沼泽。

（三）MSC1 旋回沉积体系构成

该旋回沉积早期，由于受海西构造运动影响，华北地台北缘古陆进一步抬升，古陆与沉积盆地相对高差变大，沉积继承山西组沉积期的沉积格局，发育的沉积相类型与山西组类似，主要为河流—三角洲—湖泊沉积。该期碎屑体系空前发育，尽管有北方华夏植物群的鼎盛繁衍，但因气候干燥而未能形成煤层。晚期气候进一步变得干燥，其古地貌在继承前期古地理格局的基础上，开始向内陆湖盆转化，古地理面貌为以湖区为主体的河流—湖泊复合体系，主要特征表现为冲积体系的萎缩和湖相区的扩大。

综上所述，鄂尔多斯盆地上古生界层序地层发育特征如图 3-13 所示。早期具准平原基础上形成的陆表海沉积特征。由于基底沉降速率较低，古地形平缓，海平面的升降可以引起海岸线的大规模的进退和岩相上的频繁交替。因此，古地理环境和水动力条件在相当大的范围内具有一致性。加之气候潮湿，造就了煤系地层广布的石炭系和早二叠世滨海相和海岸平原相为主的含煤盆地。其特征是构成中期基准面旋回上升半旋回早期的低位体系域不甚发育，而是以上升半旋回晚期水进体系域的碳酸盐台地相、潮汐相和基准面下降半旋回的滨岸滩坝相为主（图 3-13 下部中期旋回）。

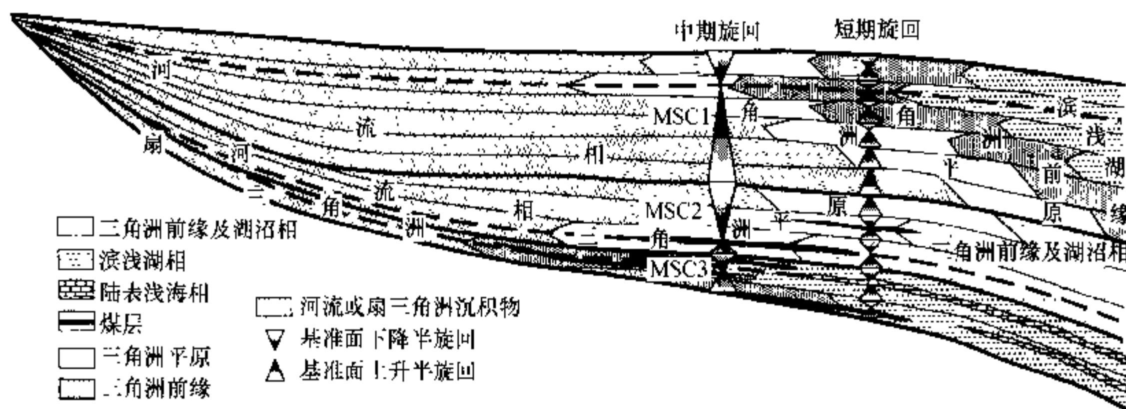


图 3-13　鄂尔多斯盆地中东部上古生界南北向地层层序发育模式图

二叠纪，海水退出盆地，开始了晚期陆相盆地的发育阶段，以三角洲—湖相、河流—冲积平原—湖沼相为主，构造运动和沉积物补给对层序发育特征的控制作用明显。盆地北部被来自北缘的冲积扇和河流三角洲体系进积充填。中期基准面旋回发育完整，基准面上升半旋回主要以底部冲刷面为界的分支河道砂岩相开始，以分支间洼地薄煤层或泛滥平原相泥岩告终；基准面下降半旋回中决口扇、决口河道发育。随着区域基准面旋回的下降，至二叠纪晚期，由于基底的抬升，盆地可容纳空间的降低及河流三角洲向盆地的推进，中期基准面旋回以河流冲积平原相为主的基准面上升半旋回更为发育（图 3-13 中上部中期旋回）。

三、储层分布预测

（一）储层分布的层序地层位置

储层在MSC1、MSC2、MSC3三个旋回中均有分布，目前已发现气层或较好气显示的层段主要为：MSC3上部短期旋回上升半旋回的障壁岛和潮道砂体，MSC2中、上部短期旋回上升半旋回的河道砂体和MSC1中、下部短期旋回上升半旋回的河道砂体。总体上，这些含气层位具有以下特征：

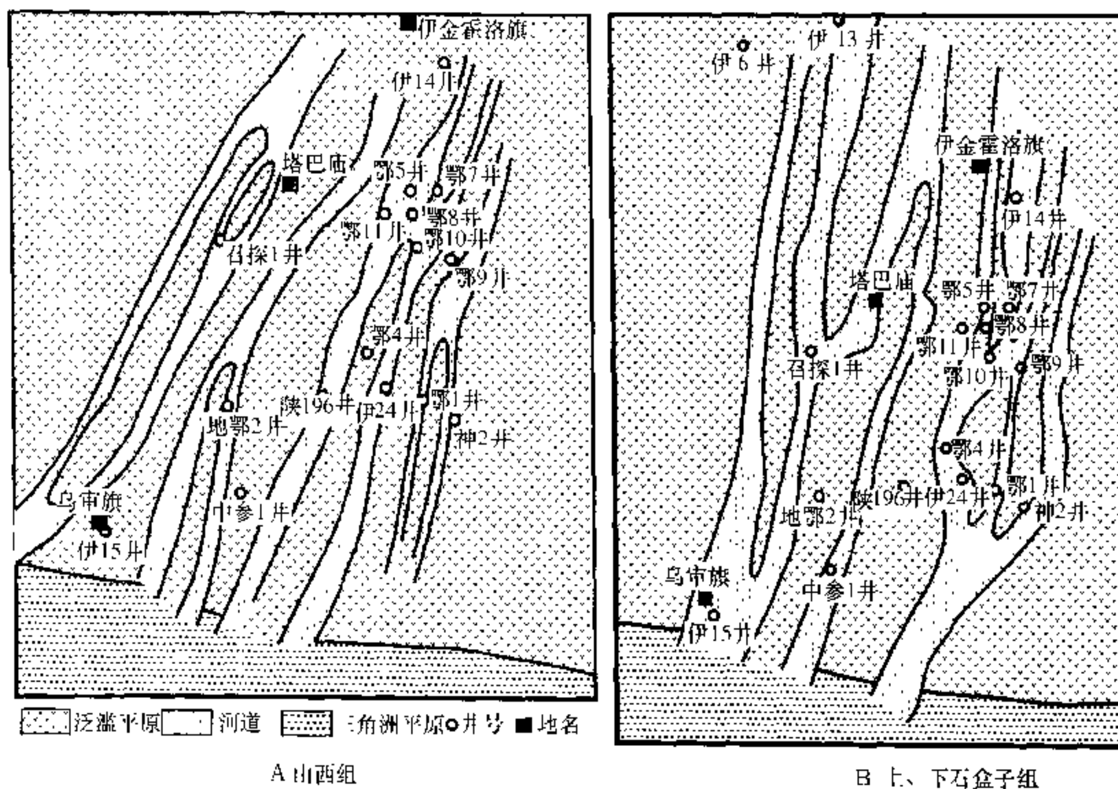
（1）主要的储集层段多发育于短期旋回最大洪泛面之下的基准面上升期。该时期形成的河道砂体、障壁岛和潮道砂体，紧邻生气源岩，其上最大洪泛面泥岩又可作为直接盖层，具备良好的生、储、盖配置关系

（2）陆表海层序（太原组为主）储集层主要为中期基准面上升半旋回晚期形成的水进型障壁岛、潮沟、潮道相和基准面下降期形成的河口坝、滩坝砂。

（3）陆相层序（山西组、石盒子组）有利储层多为发育在短期基准面上升半旋回下部的三角洲分流河道、冲积平原河道砂体。

（二）储层分布与有利含气区带预测

以钻井资料为基础，结合地震地层分析及地震相地质意义的标定，认为在山西组和上、下石盒子组地震反射中，叠瓦状反射、丘状反射、透镜状反射的形成与河流的发育有关。山西组（MSC2）和石盒子组（MSC1）内河道砂体为主要储集体。依此对盆地中东部地区山西组和石盒子组河道储集砂体平面分布作出预测，如图3-14所示。在此基础上，结合3个中期基准面旋回砂体厚度与储层物性分析，指出了盆地中东部有利储层分布区



A 山西组　　　　B 上、下石盒子组

图3-14　山西组和上、下石盒子组河道体系发育图

为：伊 24—鄂 9—鄂 5—伊 14 井区、伊 22—伊 6—伊 13 井区、伊 15—召探 1 井区和伊 9 井区（图 3-15）。

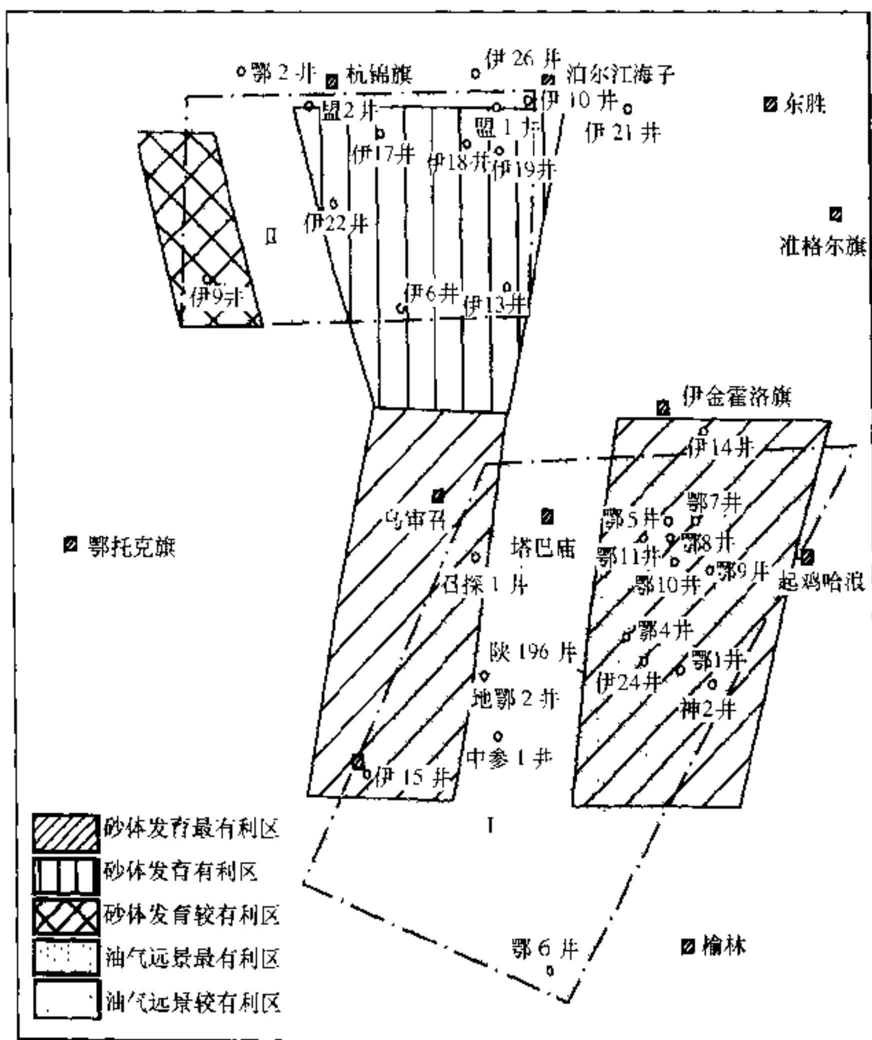


图 3-15　上古生界砂体集中发育区及含油气远景区

根据储层平面分布预测，并结合储层成岩作用、煤层、暗色泥岩等气源岩分布特征及已知的气田位置和有利层位，确定了盆地中东部有利含气区带为：①塔巴庙—起鸡哈浪—陕 196 井区为上古生界最有利勘探区。此区距油源近，储层厚度大，物性好，盖层条件也好，并且已有陕 141 井、陕 9 井等高产工业气流井出现。②杭锦旗—泊尔江海子为较有利勘探区。该区储层条件很好，也具备一定的构造条件。不利之处为油源不充分且盖层条件不是太好。

第四章　河流相地层层序分析与储层预测

冲积—河流相地层的层序划分一直是层序地层研究中的难点，这主要是因为基准面旋回的识别比较困难，如一般很难分清由河流改道等自旋回作用形成的旋回和与控制层序形成的他旋回作用产生的旋回，或将基准面下降产生的河道切割不整合与河道改道作用形成的不整合加以区别。但是，可以应用层序地层方法对冲积河流相进行分析。除前述提到的一般方法外，据国、内外的研究和我们以往的研究成果，在河流相中基准面旋回的识别方法如下：

（1）较高级次的旋回界面常是呈区域分布的规模较大的河道冲刷切割面，如鄂尔多斯盆地上古生界北岔沟砂岩、骆驼脖子砂岩底界面。

（2）通过河道类型和河道砂体垂向组合的特征分析可容纳空间的变化，进而划分基准面旋回。如：辫状河道发育或砂体纵向上相互切割，彼此叠置，往往反映较低的可容纳空间，因此位于基准面旋回上升的早期；低弯度或曲流河发育或孤立的向上变细的河道砂体出现，往往意味着可容纳空间的增加，因而处于基准面上升期。

（3）在河流相地层中，“最大洪泛面”，即海（湖）相层序地层中的密集段，处于基准面上升向基准面下降的转换位置。在近海海岸平原河流相中该转换位置较易识别，表现为海泛层的出现或受潮汐影响的河道沉积；在远离海、湖盆位置的冲积平原中，基准面的上升常伴随着地下水面的上升，在河间地区发育差的泄水盆地，形成河间湖泊、湖沼或沼泽，以暗色泥质岩、炭质泥岩、煤层或碳酸盐（干旱地区）发育为特征

根据上述方法确定了基准面旋回后，可建立高分辨率地层对比格架，然后在该格架内分析和预测砂岩的横向连通情况。一般来说，辫状河道位于基准面旋回的底部，砂岩厚度大，侧向上连通性好，分布广，可横向上追踪较大距离，砂岩均质性强，储层物性较好，地震剖面上常表现为弱反射或无反射特征；随着基准面的上升，可容纳空间的增大，低弯度河道及曲流河砂岩发育，这类砂岩常呈孤立状分布，侧向上连通性差，厚度相对较薄，砂岩非均质性强，储层物性较差，在地震剖面上常表现为弱反射背景下的较强振幅、透镜状反射特征。

第一节　哥伦比亚中 MAGDALENA 盆地陆相地层的对比策略和方法

陆相地层精确的年代地层对比一直是困难的，具有不确定性和较低的分辨率。这种观点基于下述的观察：①除了大型沼泽、泥潭、湖盆及火山灰降落的沉积物外，陆相地层一般由不连续的、空间上具明显边界的相域内多种多样、相互混合的相态组成。相及相域的分布反映了其形成环境的镶嵌（patchwork-quilt）分布。②由于多级次河流和决口河道底部冲刷面的发育妨碍了区域不整合面的准确识别，所以以区域不整合面对比为基础的常规层

序地层方法难以应用到陆相地层，而且快速沉降盆地沉积的陆相地层常常缺乏区域不整合。③由于陆相盆地地层反射的一致与水平，利用反射的不协调和终止样式来划分地震层序的常规地震地层学解释技术也不适用。④其他地层划分与对比技术，如生物地层带通常不能如期望的或需要的那样来解决对比问题；磁性地层技术虽在一些陆相盆地中有较好的分辨率，但不可能应用于大多数的地下地层。⑤传统的对比原理和方法是从代表其他环境的地层研究中总结出来的，对陆相地层不太适用或应用效果很差。

对于不同规模的储层，运用精确高分辨率的陆相地层对比需要一种不同的策略。这种策略必须能适用常用的资料类型，如地球物理测井、岩心和地震反射剖面，并且不同研究人员应得到一致的结果。本文用实例提供了一种陆相地层的对比方法。该实例来自哥伦比亚中 Magdalena 盆地下第三系陆相地层储层和勘探规模的地层对比及预测，但该技术已在其他盆地陆相地层对比研究中得到了成功的应用和发展。

该对比策略依赖于地层旋回的识别，地层旋回记录了可容纳空间与沉积物供给比值（*A/S*）增大和减小的地层基准面响应。*A/S* 值从增大到减小和从减小到增大的转换点可以对比并可用于建立盆地的高分辨率年代地层格架。大量的沉积学和地层学性质用来识别 *A/S* 值单向增加和减小的趋势，进而识别年代地层旋回。多种属性确定的 *A/S* 条件是一致的、且相互补充，但每种性质都可单独确定 *A/S* 值的变化情况。因此，尽管地层包括多种相域和相的混合，但地层旋回仍可识别出来。

少数地层样式有规律地重复出现，形成小规模（5～15 m 厚）地层旋回，然后由叠置样式组成较大规模（70～250 m 厚）的地层旋回。小规模地层旋回的对称性、相组合和相序呈规律性的变化，反映了其在较大规模地层旋回中的位置。这两种规模的地层旋回均显示出相组合、相序和对称性的自相似性。

应用测井和地震资料，中 Magdalena 盆地下第三系地层通常被划分为四个岩性地层单元。作者将下第三系分成 15 个可在盆地范围内对比的大规模（厚 70～250 m）的年代地层旋回，每个旋回包含有由不同相组合和相序构成的多个相域。同一旋回，在不同的地理位置，可能由完全不同的相组合及相序构成。用测井和岩心资料进行的旋回对比经过了地震资料的验证。高分辨率层序地层对比为了解盆地地质演化、描述地层圈闭和勘探靶区建立了地层格架。

一、研究区概况及资料基础

中 Magdalena 山间盆地是哥伦比亚中部和东部山系间一个南北向延伸的狭长地貌和构造凹陷。晚白垩纪和第三纪的几次构造运动使边界山系和内部的地形高地抬升，形成沉积物充填沉降盆地。盆地构造样式变化很大，从拉张正断层到褶皱俯冲带甚至走滑构造均有。白垩纪时期盆地处于弧后拉张背景下，形成北北东向正断层。跨越一些正断层的上白垩统地层的增厚表明有同沉积断裂活动。早第三纪的挤压作用使一些较老的正断层重新活动，形成东倾逆断层，在盆地内表现为局部的地形高地。始新世—渐新世地层上超并覆盖了这些古高地。由于中部山系的持续隆升，第三系地层向西减薄超覆。早中新世前陆盆地达到最大可容纳空间状态，发生广泛的湖相沉积。由于西部山系的隆升和中新世砾岩的沉积作用，湖相沉积快速终止。

该盆地从 20 世纪 20 年代起就是一个产油气区，有几百口井钻遇或钻穿下第三系。该项研究观察了 3000 ft（1000 多米）岩心、70 口井的测井曲线资料及一些区域地震剖面。

对距油田 20 km 范围内的与产层相当的和与岩心具同样沉积相的地层的露头剖面进行了观察，描述了约 300 m 的露头地层，从测量剖面获得了自然伽马曲线和渗透率剖面。这些措施增强了地面到地下的地层对比及对岩心沉积相的解释。

测井曲线和地震测线是从盆地的许多可用资料中挑选的。因为盆地中的许多测井曲线不是近期的，其组合仅限于当时所用的测量工具，所以我们选择使用时按照以下三个标准：①钻穿下第三系的区域分布钻井；②有大量的可用于相序分析和测井校正的岩心；③为了标定地震反射形态和地震相，在地震测线上或附近要有一定数量的钻井。

二、中 Magdalena 盆地第三系地层的相序样式及地层旋回

中 Magdalena 盆地岩心、露头测井曲线的沉积学和地层学性质分析，揭示了各相域规则的、重复出现的相序样式。这些相序样式是识别出的最小规模的旋回（5～15 m 厚），旋回的对称性、相序和厚度记录了增大和/或减小的 A/S 值条件。测井曲线标志用闪烁计（scintillometer）进行了岩心和露头剖面的相序校正。这种校正是在无岩心情况下用测井曲线识别地层旋回、建立小规模旋回叠加样式及组合大规模旋回、扩展到岩心和露头以外地区的基础。

在岩心和露头上可识别出七种相组合：加积土壤层、退积土壤、干湿交互的垂向加积泛滥平原泥岩及细砂岩、湖相泥岩和极细粒砂岩、决口扇泥岩和砂岩、决口河道砂岩、河道砂岩。表 4-1 总结了这些相组合的主要特征。尽管垂向加积干湿泥岩、湖相泥岩及两种类型土壤在岩心和露头中很容易识别，但在许多井中因测井组合的限制而不能被识别出来（识别这些泥岩需要中子和密度曲线）。为了用测井曲线进行旋回的识别和区域对比，把岩心上观察到的相组合成如下四种相组合：①土壤、湖相和泛滥平原泥岩；②决口扇/决口河道复合体；③河道砂岩；④加积的泛滥平原泥岩和砂岩。在测井曲线上识别这些相组合的标志总结在后面的章节。岩心和露头观察到的七种相组合和测井曲线上识别的四种相组合在有规律的垂向相序上重复出现，尽管出现的比例和组合方式不同。垂向相序确定了用于堆积样式分析和旋回对比的六个短期地层旋回。

表 4-1　岩芯、露头识别出的七种相组合的岩性及主要特征描述

岩心、露头相组合	岩　性	主　要　特　征
加积土壤	泥岩	强角砾化的斑状杂色泥岩叠置，发育良好的土壤层
退积土壤	砂岩或泥岩（取决于母岩）	发育或覆盖在原有相上的厚层、强角砾化土壤层，开启裂缝，具大量的擦痕面和垂向通道，相的残余结构和构造常常明显
干湿交互泛滥平原	泥岩，部分为细砂岩	红、灰泥岩薄层夹块状、波状层理或条带状砂岩，垂向粒度变化不明显，包卷层理和虫孔泥岩常见
湖相	泥岩和细砂岩为主，局部有含化石灰岩	块状、水平层理的浅绿、浅灰和暗灰色泥岩夹少量砂岩，多虫孔，灰质胶结的条带状、包卷、波状层理的细砂岩，偶见介形类碎片，少量生物（腹足和介形类）灰岩和泥灰岩
决口扇	细砂岩、泥岩	向上变粗变厚的砂岩，非均质的波状和块状层理砂岩、泥岩交互，砂层厚度为 5～30 cm
决口河道	砂岩	以向下迁移的砂坝和槽状交错层理砂岩为主的单层河道砂岩体，砂体厚为90～130 cm
河道	砂岩及少量泥岩	槽状和板状交错层理砂岩，向上变细，顶部为波状和条带状，以冲积和点坝构造为主，砂体厚为 1.5～5 m

在岩心和露头中划分了六种小规模旋回类型（图 4-1），它们由表 1 所述的七种相组合以不同部分和不同比例组成。如，一种旋回类型可由河道和加积泛滥平原相组合混合构成（如图 4-1E），而另一种旋回类型可由决口扇和加积泛滥平原相组合混合构成（如图 4-1D）。不管相组合的构成及比例如何，旋回内各种相按同样顺序，从一个旋回到下一个旋回重复出现，只是重复出现的相组合构成及比例逐渐发生变化。随后，六种相类型占据了大规模旋回内连续的地层位置。以河道和决口扇相组合为主的旋回占据大规模旋回内最小的 A/S 值位置，以湿泛滥平原和加积土壤层相组合为主的旋回占据大规模旋回内最大的 A/S 值位置。每种旋回类型的边界以加积的形式跨跃一个或多个过渡性旋回。

La Cira-1880 井为可容纳空间减小至增大的长期旋回、中短期旋回类型的连续、过渡变化的实例，如图 4-2 所示。该实例揭示了相组合的相似组成及比例的集中或组合，以及从一种组合到另一种组合的渐变过程。这些组合和渐变通过岩心描述和测井曲线标志可识别出来。从 3250 ft 到 3000 ft，河道砂岩数量逐渐向上增多，比例增大。这种比例的增加伴随着河道砂岩之间空间的减小以及潮湿泛滥平原和湖相相组合数量的减小。该进积序列中，决口扇相组合倾向了逐渐取代湖相和潮湿泛滥平原相组合。从 3000 ft 到 2800 ft，相反的趋势明显，决口扇和土壤相组合相应增加，河道砂岩相组合的出现频率和厚度减小。

这些连续小规模旋回内相组合和相序的逐渐变化记录了大规模地层旋回的 A/S 条件的逐渐变化。湖相和潮湿泛滥平原相的逐渐缺失及相应的河道砂岩和决口扇复合体比例的增加，记录了盆地范围的可容纳空间的减小。相反方向相组合的变化记录了可容纳空间的增大。相组合和相序的逐步变化的分析称为堆积样式分析。

下面六种小规模相序样式的讨论对它们在大规模旋回框架内的特征进行了比较（图 4-1）。

（一）低可容纳空间条件下的小规模旋回

最小的 A/S 值出现在大规模地层旋回的基准面下降到上升的转换点附近。在 Magdalena 盆地中部，这些转换点以两种地层关系为特征，或是一个长期对称旋回内的连续沉积，或是两个长期基准面上升的不对称旋回之间的不整合面，这里是较高梯度相域（通常为相互叠置的河道砂岩）向下取代较低梯度相域（通常为湖相或干、湿泛滥平原相）。

最小 A/S 值附近的小规模地层旋回具基准面上升的不对称性，反映了最小 A/S 值条件下，基准面下降半旋回很难保存下来。它们以相互叠置的河道砂岩底部的侵蚀面为特征，其上被薄层泛滥平原、湖相泥岩和土壤层等覆盖。河道砂岩主要由侵蚀面上具薄层泥质滞留沉积的槽状交错层理砂岩相互叠置、部分保存、相互切割的大型侵蚀-充填复合底形组成（图 4-1E、F）。大型侵蚀-充填复合底形保存在河道冲刷的最深部位，这里的地貌要素具最大的保存潜力。单个的复合底形具均匀的颗粒，且可能向上加厚（图 4-1A、F）。与通常的河流相模式相比，这些相互切割、叠置的河道砂岩缺失点坝的上面部分或其他不易保存的河流浅层地貌要素。有些地区，河道砂岩饱含油。我们预测，侧向叠置、切割的河道砂岩沿河谷有较好的连续性，可延续几英里以上。

薄层、非均质、无序的决口扇可能出现在相互切割、叠置的河道砂岩上部（图 4-1A），可以根据缺少明显向上变粗的序列而将其与较高可容纳空间背景的有序的厚层决口扇复合体区分开来。在决口扇复合体不发育的位置，湖相沉积覆盖在相互切割叠置的河道砂岩之

图 4-1 大规模基准面旋回内的小规模旋回的相序样式

上，虫孔发育，并具塑性沉积变形和泄水构造的浅灰、灰绿色泥岩、细砂岩。

这种相序和相组合关系——从侵蚀河道底部到相互切割叠置的河道砂岩、溢岸沉积和决口扇、湖相沉积——记录了 A/S 值的增加和泛滥平原湿度的增加。我们把这一序列放在一个短期基准面上升半旋回内。一般来说，下一个短期旋回与其相似，组成一个底部冲刷的、以河道为主的基准面上升半旋回，其土壤、潮湿泛滥平原和（或）决口扇相组合的比例增加。这种特征进一步表明，在长期地层旋回基准面由下降到上升的转换点附近，地貌要素保存最少。

在低可容纳空间旋回的顶部，古土壤层常见，但一般很薄，发育差。薄土壤层由杂色斑状（红、红棕或紫色）泥岩和粉砂岩以及湖相钙质和发育良好的土壤层组成。土壤层形成于低可容纳空间旋回的基准面下降半旋回。土壤层中的残留沉积构造和结构表明，多数低可容纳空间旋回的土壤层是由前期的湖相或泛滥平原沉积物经改造而成，我们称其为变余土壤，以与高可容纳空间旋回的加积土壤区别。变余是一个术语，泛指多次写上又擦掉的记录，而被擦掉的地方在重新书写的表面显露出模糊的痕迹。

（二）高可容纳空间条件下的小规模旋回

高可容纳空间的小规模旋回发育在大规模旋回上升到下降转换点附近，以湖相、加积泛滥平原、加积土壤和决口扇沉积为主，旋回一般具对称性（图 4-1C）。

无序的决口扇和垂向加积泛滥平原沉积发育在旋回的底部或顶部，由垂向加积泛滥平原或间歇湖相泥岩夹薄层波状层理或块状砂岩组成，岩性具非均质性。决口扇相序较杂乱，相组合与低可容纳空间旋回的决口扇复合体相似，但后者潮湿泛滥平原特征不甚发育，如缺少暗色泥岩、虫孔及泄水构造。

湖相和干湿交互的泛滥平原相泥岩混合物一般覆盖在决口扇和加积泛滥平原相的多种混合物之上。湖相沉积为暗灰色到灰棕色、水平层理、具虫孔或生物扰动的泥岩和细砂岩，砂岩主要由分米级别的波状层理、爬升波状层理、水平层理和块状的极细粒和细砂岩组成，为间歇性泛滥盆地的衰退流泛滥沉积。指示快速堆积的塑性沉积变形和泄水构造常见。钙质胶结是湖相砂岩区别于研究区其他环境砂岩的明显特征。次球状、厘米级别的粘土结核在泥岩中常见。泛滥平原相泥岩为灰—棕—紫色的斑状泥岩，少有明显虫孔，偶尔发育有富含有机质的纸状页岩和褐煤层。

高可容纳空间短期旋回中，堆积、加积土壤层常见。红色、紫色、棕色土壤层发育良好，偶尔发育变性土壤和角砾化土壤层。岩层中的斑状泥岩的强度和颜色不断变化，反映了沉积物增加速率的变化和土壤的物理-化学变化过程。这些特征与发育较差的低可容纳空间旋回的薄层变余土壤层正好相反，因为高可容纳空间旋回缺少变余土壤。湖相和土壤层泥岩常被决口扇沉积所覆盖。

这一相序——从决口扇和（或）垂向加积泛滥平原到潮湿泛滥平原、湖相泥岩及砂岩到土壤层，再回到决口扇/垂向加积泛滥平原——形成非常对称的短期旋回。

（三）中等可容纳空间条件下的小规模旋回

其他相序样式的特征介于最小和最大可容纳空间之间。它们发育于长期旋回内的中等 A/S 值条件和中间的地层位置。中等可容纳空间的小规模旋回一般不对称。基准面下降的小规模不对称旋回多发育在大规模旋回的基准面下降半旋回内（图 4-1B），小规模基准面上升半旋回在长期旋回的基准面上升半旋回占主导地位（图 4-1D、E）。

测井曲线相组合

岩心、露头相组合

决口扇
复合体

河道
砂岩

加积
洪泛平原
砂、泥岩

河道
砂岩

湖泊—洪泛
平原泥岩

决口扇
复合体

ft
2850
2900
2950
3000
3050
3100
3150
3200
ft

30 GR 120

土壤
湖泊
洪泛平原
决口沉积
河道

图4-2 用岩心描述对测井曲线识别的相和相序特征进行校正

小规模旋回对称性的变化伴随着相组合和相序的变化。基准面下降不对称旋回以有序的、明显向上变粗的、进积的决口扇复合体为主，由一系列向上逐渐变粗、变厚和更富砂的薄层泥岩和细砂岩层组成（图4-1B）。决口河道砂岩厚1~1.5 m，可发育在决口扇顶部或内部，决口扇可覆盖在湖相或间歇性泛滥盆地泥岩和粉砂岩之上，显示高差较小的泛滥平原或湖盆被决口扇复合体充填。相反，一些基准面上升不对称旋回主要发育加积作用为主的决口扇复合体，由一系列薄层的、向上变粗的泥岩到砂岩单元组成，这些单元向上厚度变薄、砂质含量减少。其上一般为湖相或间歇泛滥盆地泥岩和粉砂岩覆盖（图4-1D）。

当这些中等可容纳空间旋回中河道砂岩发育时，一般位于决口扇之下的旋回底部。河道砂一般较薄（≤2 m），由典型的向上变细的序列组成，从槽状交错层理砂岩到波状层理砂岩、泥岩（图4-1E）。与低可容纳空间旋回的河道砂岩相比，这些相序保存了河道砂坝的原始地貌，且很少有冲刷-充填的复合底形。

三、测井曲线相序分析

伽马（GR）、自然电位（SP）、电阻率、声波、中子和密度曲线都直观地用于对比和标定La Cira和Casabe油田的近3000 ft的岩心。尽管在盆地中SP曲线最常见，但我们研究的取心井都没有SP曲线。为了用取心井段标定SP曲线，我们将相距很近的井组（250 m井距）的GR曲线与SP响应进行比较，其中一口井有岩心和GR曲线，而其他井有SP和GR曲线。露头剖面用来进一步标定不同相序的伽马响应

测井响应可与岩心中识别出的小规模旋回的相序样式进行对比。有时测井响应与特定的相匹配。四种相组合——河道砂岩、决口扇/决口河道复合体、加积泛滥平原、泛滥平原/湖相/土壤层泥岩——在测井曲线上可准确地识别出来。尽管比岩心中可准确识别出的7种相组合要少，但测井曲线识别出的四种相组合足以解决像岩心描述的5~15 m厚度范围的地层旋回。图4-2和图4-3将测井曲线标志与岩心描述进行了比较。

用中子和密度曲线，可将潮湿泛滥平原和湖相泥岩与干旱泛滥平原泥岩和土壤层区别开来：潮湿泛滥平原和湖相泥岩比干旱泛滥平原泥岩和土壤层的密度高、中子孔隙度低。但由于盆地中许多井缺少中子和密度曲线，因此这两种相组合的区分常难以实现。

（一）河道砂岩相组合

河道砂岩在GR和SP曲线上通常底部平直、突变（图4-3）。有时由于底部砂岩夹有泥质内碎屑滞留沉积，其底部界限表现为0.3~0.6 m的渐变。低可容纳空间的相互切割、叠置的河道砂岩具有块状、均质的曲线特征，有时略显向上变细特征。高可容纳空间旋回的河道砂岩具明显向上变细的曲线特征，上部有杂乱的尖峰状曲线特征。一般河道砂岩上部为决口扇复合体或潮湿泛滥平原泥岩和土壤层。以河道砂岩开始的小规模地层旋回通常是不对称的基准面上升旋回，平均厚度为3~6 m。

（二）决口扇/决口河道相组合

决口扇/决口河道复合体具有明显向上变粗趋势的锯齿形GR和SP响应（图4-3）。薄层、纯净、向上变细的决口河道砂岩可发育在决口扇的顶部或靠上部位，与向上变粗的决口扇组合在一起，规模小，一般厚1~1.5 m，由此区别于河道砂岩。

（三）加积平原相组合

薄层状、具岩性非均质的加积泛滥平原相组合为齿形的GR和SP响应，缺少明显向上变粗或变细的趋势（图4-3）。夹于垂向加积泛滥平原和湖相泥岩中的孤立河道和决口扇

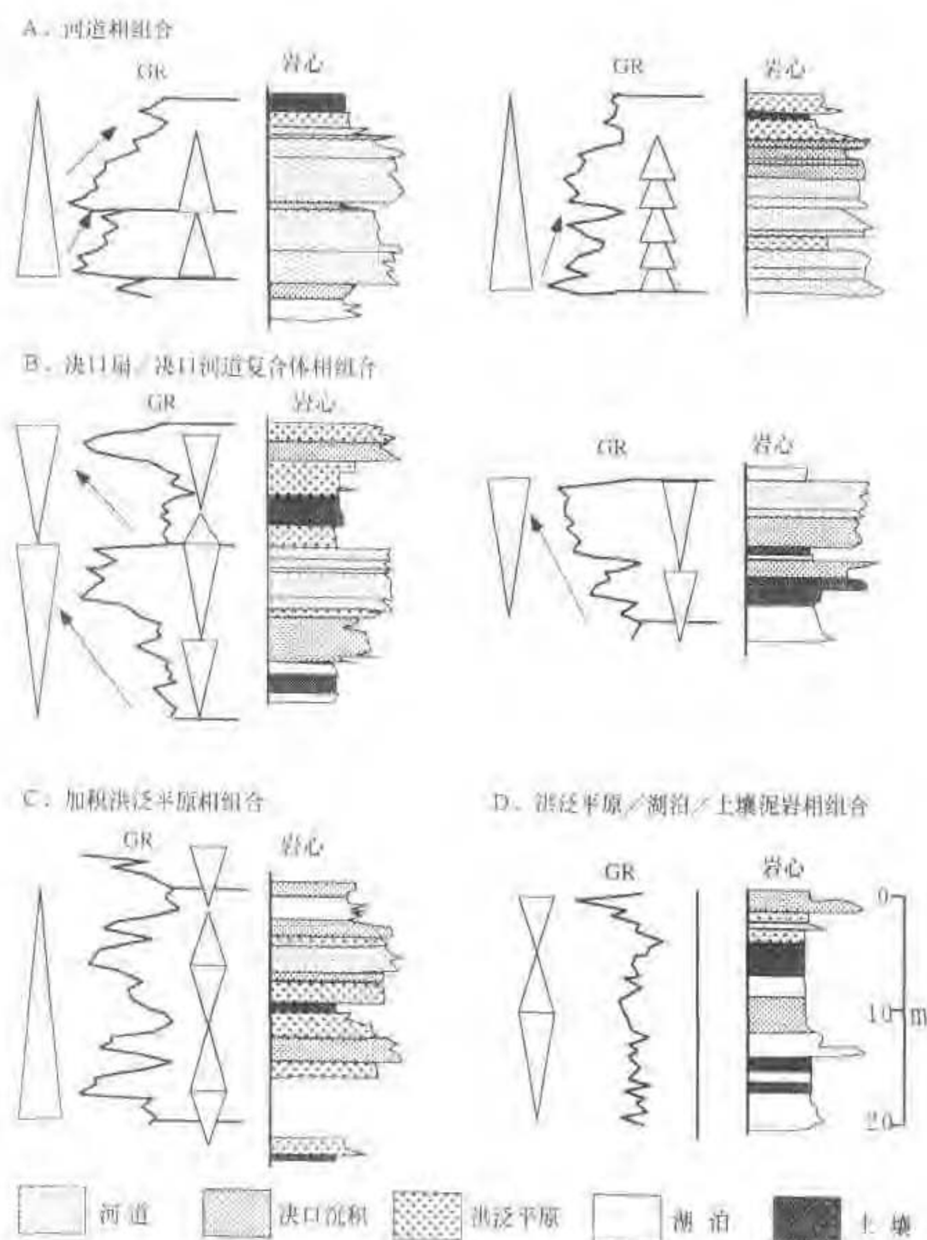


图 4-3 经岩心标定的自然伽马曲线识别出的四种相组合的典型实例

砂岩具有低值 GR 响应。

（四）泛滥平原/湖泊/土壤相组合

泛滥盆地泥岩具有光滑或微齿状的明显高值的 GR 响应（图 4-3），齿状 GR 曲线的较低 API 值位于高值区内。尽管泛滥平原、土壤和湖相泥岩在岩心和露头中容易区分，但在 GR 或 SP 曲线上它们却十分相似。

四、测井曲线叠加样式分析及大规模地层旋回的识别

测井曲线识别出的小规模旋回通过叠加样式分析，组合成 A/S 值增大和减小的大规模旋回。大规模旋回可在不同相域内进行盆地范围的对比，其对比结果可通过地震反射资料进行验证。虽然地震反射通常只能确定比测井资料识别的旋回更厚的地层段，但一般盆

地内平行且近于水平的反射仍限定了单个旋回或两三个旋回的组合边界。

长期基准面旋回期间，侧向相连的环境在盆地内沿斜坡上、下迁移。伴随基准面旋回的可容纳空间的时空变化引起盆地内不同环境、不同位置聚集的沉积物体积的变化。因每种环境都与一定的梯度范围和能量状况有关，连续小规模旋回的相组合和垂向相序记录了梯度和能量的长期变化。例如：从高梯度/高能量到低梯度/低能量的变化表现为一系列以相互切割、叠置的河道砂岩为主的小规模旋回到以垂向加积的泛滥平原和湖相沉积为主的小规模旋回。小规模旋回的叠加样式记录了整个盆地内梯度、能量状态及 A/S 条件的长期变化情况，是识别大规模地层旋回的基础。

单个的大规模旋回一般不包含图 4-1 所表示的高可容纳空间到低可容纳空间的所有的小规模旋回，而是由几个高可容纳空间和中等可容纳空间或低可容纳空间与中等可容纳空间的小规模旋回组成。在特定地质位置，在 A/S 值增大或减小的长期半旋回内，小规模旋回的成分、比例和相序逐渐变化，这种变化的典型实例如图 4-4。从相互切割、叠置砂岩为主（图 4-4A）到决口扇复合体为主（图 4-4B），再到泛滥平原和湖相泥岩为主（图 4-4C、D）的小规模旋回的叠加样式，记录了 A/S 值条件增加的历史，将该层段划分为一个长期基准面上升半旋回。

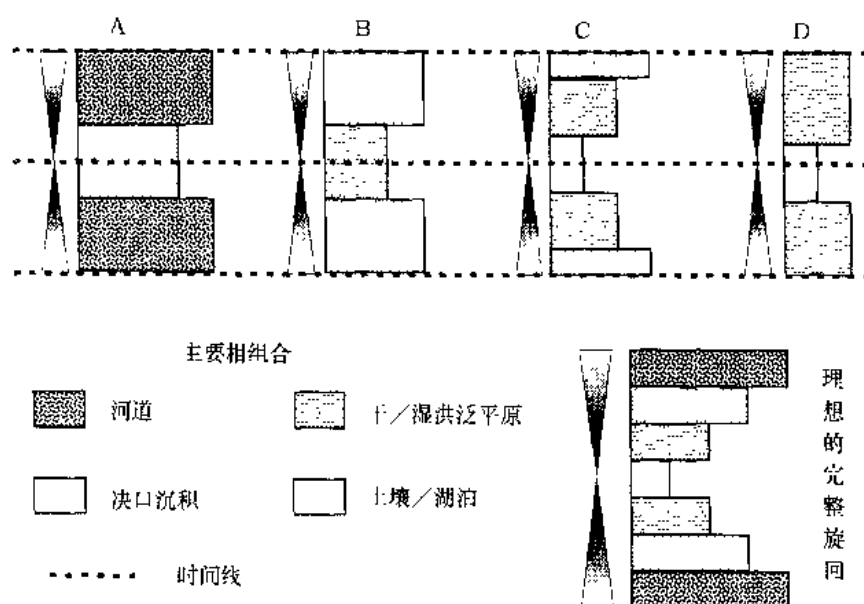


图 4-4　组成单个大规模旋回的短期旋回的特征

等时的小规模旋回的构成、比例和相序也随地理位置不同而发生变化。某地理位置，长期基准面上升半旋回内的几个相互叠置的小规模旋回可由河道为主到决口扇为主的相域组成（图 4-4A、B），而另一位置，同一个基准面上升半旋回可能表现为几个以干、湿交替的泛滥平原为主到湖相组合为主的相互叠置的小规模旋回（图 4-4C、D）。两个不同位置的小规模旋回的叠加样式都记录了长期的 A/S 值增大的情况。

重要的一点是不同地质位置、具有不同相序和相组合的小规模旋回记录着同一长期基准面旋回。在通过叠加样式分析建立大规模旋回过程中，主要是避免把特定的相组合或相序与特定的基准面半旋回联系起来的错误。多种小规模旋回相组合和相序的垂向变化必须

与其各自的地理位置进行对比。把特定的相组合和相序归于特定的基准面半旋回，将会导致错误的地层对比，因为基准面的历史与时间是相当的，而非相组合。

岩心、露头和测井资料得到的多种沉积学和地层学性质用来识别陆相地层中的小规模和大规模旋回，这些性质如下：

（一）自相似性

我们观察了相组合、相序及旋回对称性在小规模旋回和大规模旋回间的自相似性（图4-5）。以泛滥平原和湖相泥岩为主的对称的小规模旋回多发育在最大可容纳空间的大规模

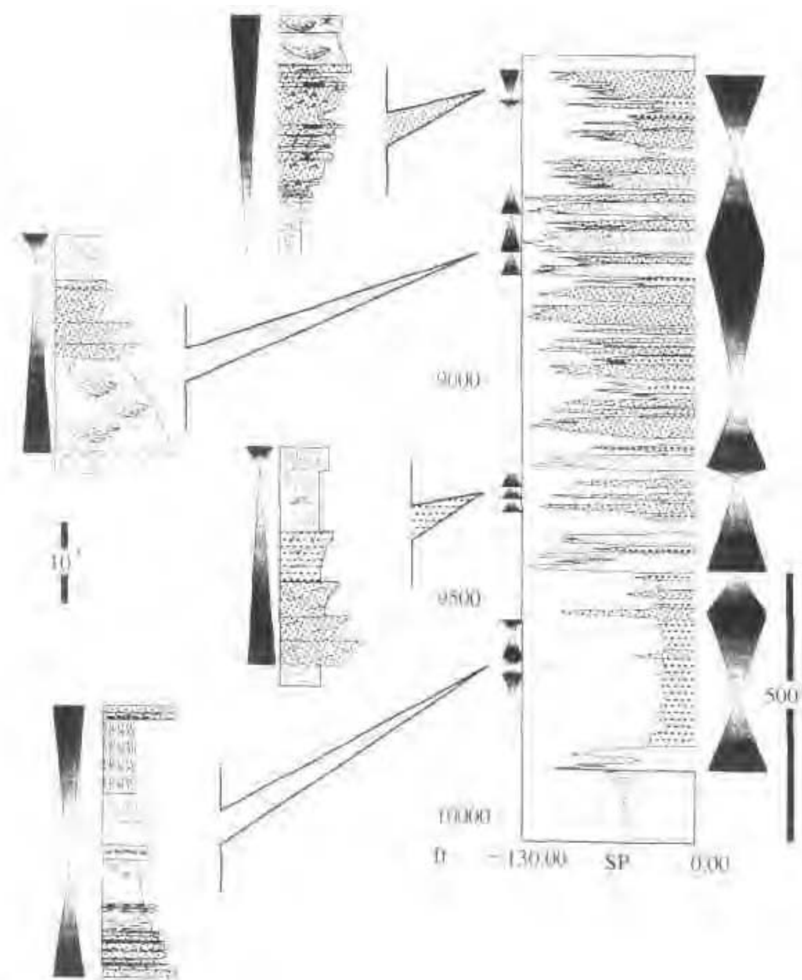


图 4-5　小规模和大规模地层旋回的相序、相的比例和旋回对称性的自相似性

旋回由上升到下降的转换点附近；以厚层、有序的泛滥平原复合体为主的基准面下降不对称的小规模旋回，多发育在中等可容纳空间的不对称大规模旋回的基准面下降半旋回；以相互切割叠置的河道砂岩为主的基准面上升不对称小规模旋回，在对称和不对称大规模旋回的最小可容纳空间位置最常见；以无序的决口扇和泛滥平原沉积为主的基准面上升不对称的短期旋回，常出现在大规模不对称的基准面上升旋回顶部附近。不仅旋回对称性和相组合具有自相似性，而且相组合的相对比例也具有相似特征。这样，一系列以湖相和泛滥平原泥岩为主、具少量决口扇砂岩的小规模旋回构成了具同一相组合的相似比例的大规模

旋回（图 4-5）。

在没有岩心的情况下，用自相似性进行钻井沉积相的预测非常有用。相组合和相序样式在长期旋回和短期旋回中是一样的。在短期旋回河道—决口扇/泛滥平原—湖相相组合这一相序的基础上，我们可以预测，以河道砂岩为主的长期旋回，其上部将依次被决口扇和泛滥平原/湖相为主的地层所覆盖（图 4-5）。

（二）垂向相序和相域

用于指示 *A/S* 值增大或减小趋势的一组属性是垂向相序和相域。相邻环境地理位置的迁移或同一环境内地貌要素的改变形成垂向相序（图 4-6）。如果垂向相序代表上游到下

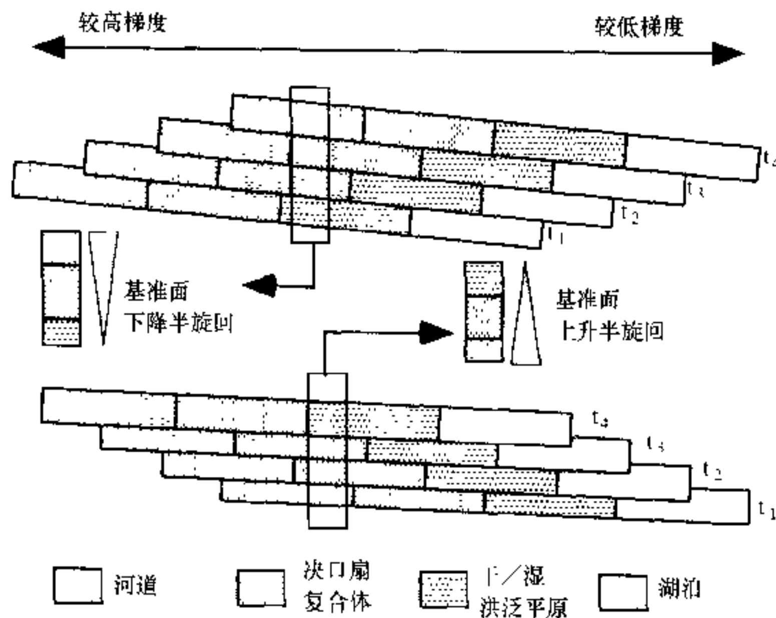


图 4-6　基准面升降期间相邻环境迁移导致不同的垂向相序

游，或盆地边缘到盆地中心的相邻环境的迁移，那么该相序描述了一个可容纳空间减小的过程，解释为基准面下降半旋回的沉积（图 4-6 顶部、图 4-7A 右侧）；如果垂向相序记录了相邻环境的向上游的迁移，如较低梯度相覆盖在较高梯度相之上，那么该相序描述了一个可容纳空间增大的过程，解释为基准面上升半旋回的沉积（图 4-6 底、图 4-7A 左侧）。

某些对称性旋回中，垂向相序呈镜像对称，如 ABCDCBA。这意味着在基准面期间，同样的沉积环境包含相同的地貌要素，以大致相同的比例向上、下游迁移。其他情况下，对称地层旋回在一个半旋回内由某一相序组成，而另一个半旋回内由其他不同的相序组成，其相序形式为 ABCDWXYZ。相组合和相序的这种变化需要在基准面上升期为一套地貌要素，而基准面下降期为另一套地貌要素。

（三）单一相物理性质的垂向变化

用于指示时间域内 *A/S* 值增大或减小趋势的另一种属性是单一相的结构、构造、层理特征及其他性质的垂向变化。当地层的某一层段由单一的相组成、而不是由不同的相组成的垂向相序时，这种属性特别有用，如厚层河道砂岩的槽状交错层理相（图 4-7B）。

单一相物理性质的变化反映了一种沉积环境内原始地貌要素的保存程度随时间的变

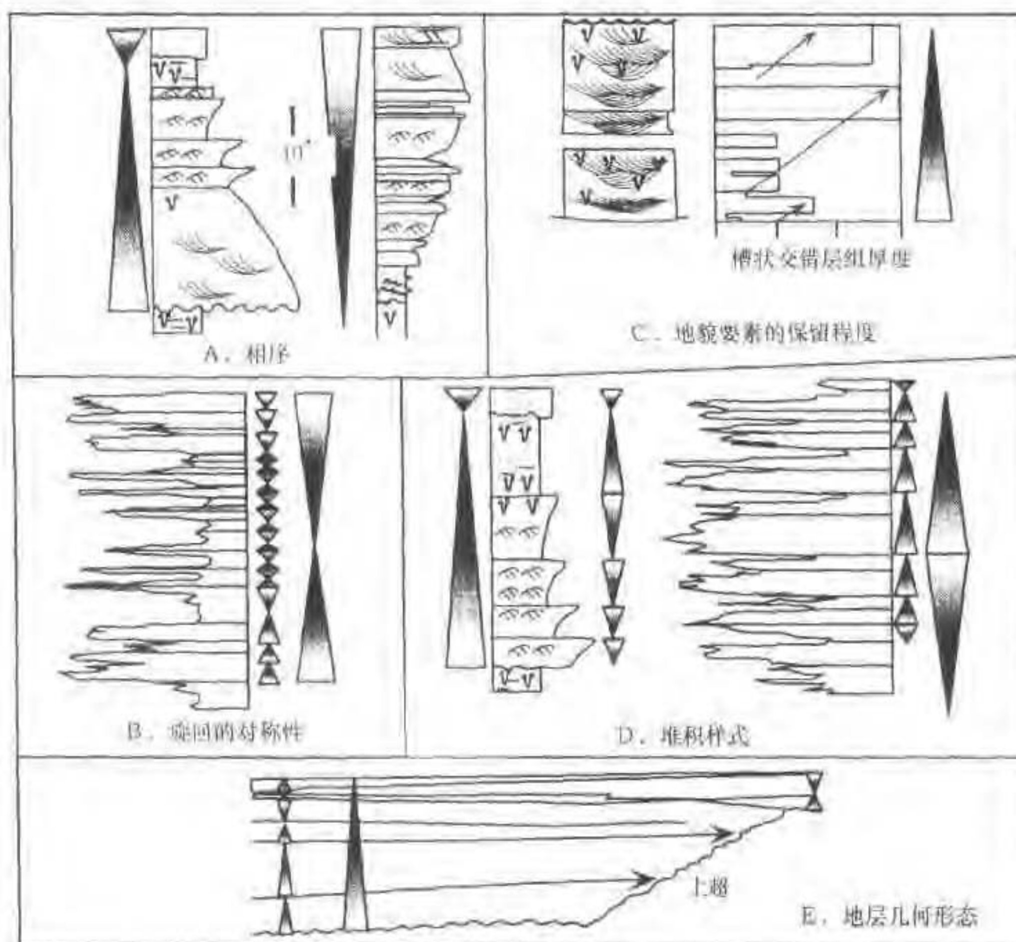


图4-7 陆相地层旋回的识别标志

化。相的多样性的增加和（或）某种特定地貌要素类型保存比例的增加，表明保存程度的增加；原始地貌要素发生更多的均一化和相互切割叠置，相的多样性减少，最易保存的地貌要素比例减少，均表明保存程度的减少。

陆相环境中，保存程度的增加表示 *A/S* 值增大的条件。例如：相互切割叠置的河道砂岩槽状交错层系厚度的向上增厚，表明其沉积于 *A/S* 值增大的条件。相反，一个或多个旋回内相多样性的减少或原始地貌要素保存的减少，表明 *A/S* 值减小的条件。注意：对河流和泛滥平原环境成因的地层来说，这些趋势是特定的；而对一些其他环境成因的地层来说，则可能出现相反的趋势，但它们的原理是相同的。

（四）旋回对称性及厚度

连续的小规模旋回厚度和对称性的变化记录了较长期的 *A/S* 值增大和减小的状况。基准面下降和上升半旋回的厚度取决于沉积存储容量随时间的变化情况。在沉积物供给过量的陆相环境中，旋回厚度随可容纳空间增大而增加。

由于可容纳空间和沉积物体积分配的变化，导致长期旋回 *A/S* 值的增大和减小，在此期间，小规模旋回的对称性也发生变化。在中等到高的 *A/S* 值时，陆相地层倾向于形成更对称旋回，而在低或很高的 *A/S* 值期间，要么是基准面上升半旋回，要么是基准面

下降半旋回优先保存下来，形成更不对称的旋回（图 4-7C）。随着 A/S 值的减小，特定地理位置基准面下降时期可能是沉积物路过时期，因此，该地理位置形成的地层旋回将保存以基准面上升期为主的沉积物。在较远的下游或近盆地中新的环境，基准面下降期的路过沉积物聚集，导致下游的地层旋回趋向于为基准面下降不对称和基准面旋回时期的不同环境、不同地理位置的沉积物体积分配作用（图 4-8）。

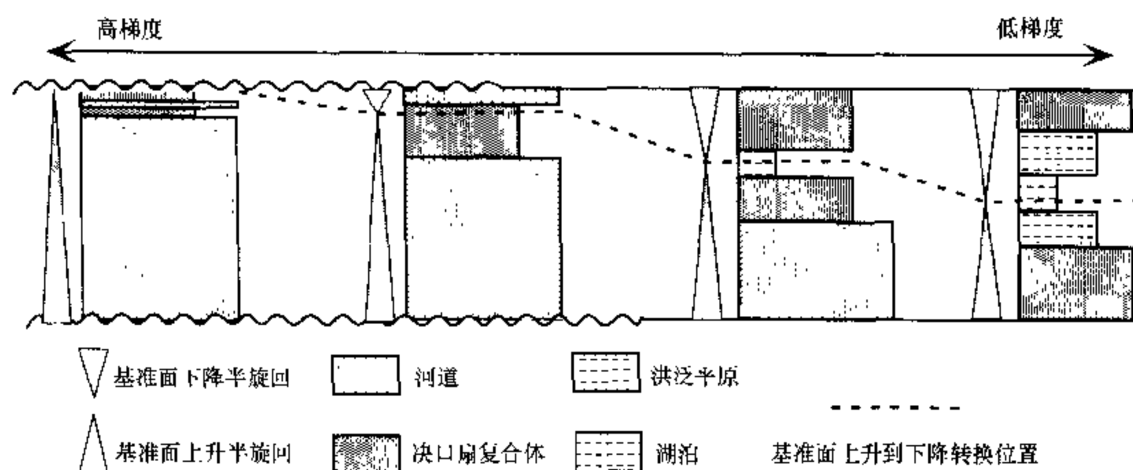


图 4-8 沿沉积剖面沉积物体积分配引起的旋回对称性的变化

（五）相比例的变化

用于识别地层旋回叠加样式的第四种性质是一系列旋回中构成小规模和大规模旋回的相比例的变化。相比例的变化表现的叠加样式发育在多种规模的旋回中。在 Magdalena 盆地中部，我们识别出了小规模旋回的相组合和相域比例的变化；在较大规模旋回内，我们识别出了长期基准面旋回期间组成小规模旋回的主要相类型的逐渐变化。

组成小规模旋回的相比例的逐渐变化，准确地反映了长期旋回内的 A/S 值的增加和减小。例如，在包含决口扇复合体的一系列称短期旋回中，水流波状层理砂岩相对与下伏的纹层或生物扰动泥岩的比例可从一个旋回到下一个旋回减小（图 4-7D 左侧）。较近的较高梯度相相对于较远的较低梯度相比例的减小，反映一个加积的超覆几何形态，记录了 A/S 值增大的状况。相反，较近的较高梯度相相对于较远的较低梯度相比例的减小，反映一个进积的退覆几何形态，记录了 A/S 值减小的状况。

从一个旋回到下一个旋回相组合比例的变化记录了较长期的 A/S 值增大或减小的趋势，A/S 值减小期间，具有同一沉积环境的地层的连续小规模旋回表现为具最大保存潜力的相类型的增加，而较小保存潜力的相由于沉积物路过或侵蚀而消失。至于长期基准面下降时期形成的、包含河流及相邻泛滥平原环境地层的一系列小规模旋回，连续的旋回向上变薄，河道砂岩相对与泛滥平原垂向加积沉积物的比例逐渐增加，同时，河道砂岩逐渐同化混合，河道砂岩最下部的地貌要素增加，并具有最大的保存潜力（图 4-7D 右侧）。

（六）地层的几何形状

真实比例的十字剖面或 3D 数据体的高分辨地层对比揭示的几何形态补充和强化了单井岩心和/或测井曲线所做的一维解释。退覆（进积）、下超、低的加积与进积比、沉积物

路过不留、侵蚀削截等几何关系表明 A/S 值的减小；与其上、下的其他几何关系如上超、顶超、整一（加积）或高的加积与进积比，则表明 A/S 值的增大（图 4-7E）。

比较地层几何形状随时间变化是解释 A/S 值增大或减小趋势的可靠方法。特定的几何形态不一定表示特定的 A/S 值条件；而一种几何形态向另一种几何形态变化的过程提供了 A/S 值变化情况的信息。例如，考虑到几何形态是由进积和加积形成的，进积是沉积物沉积在一个倾斜表面上，随倾斜表面的时空变化，必然形成退覆几何形态。进积在基准面上升期和基准面下降期都可能发生。加积是沉积物沉积在水平表面上，也是在基准面上升和下降半旋回都可以发生。但是，地层几何形态从近于水平的整合加积到退覆进积再返回的变化过程是 A/S 值减小到增大的明确标志。同样，如果地层形状有从叠瓦状进积（低的加积与进积比）到 S 形进积（较高的加积与进积比）的明显变化趋势，那么前者可能代表基准面下降期而后者代表基准面上升期。

五、地层对比及转换点的年代地层学意义

通过 60 口钻井识别出的大规模（75～200 m 厚）旋回的对比，建立了高分辨率、盆地规模的年代地层格架。进行大规模地层旋回对比的原因有两个：一是大规模旋回尽管其相组合的内部构成有明确变化，但其厚度几乎不变，对称性变化很小，可在盆地范围内追踪。这种厚度和对称性的一致，可能是导致几乎所用时间都发生沉积物聚集的高沉降和聚集速率的产物；二是大规模旋回可与品质较好的地震资料解释的地层特征进行对比，在局部，井间附近详细的反射分析甚至可进行地震资料短期旋回的对比（图 4-9）。虽然地震资料分辨率比测井资料的分辨率要低得多，但可以确证区域性的对比。

对所有井都进行了从小规模到大规模旋回的对比。在旋回模式和岩心—测井关系建立后，每口井都单独进行了小规模旋回的解释，然后通过叠加样式分析，再把小规模旋回组合成大规模旋回。

为了减小误差，我们分别解释了每条连续的测井曲线，直到一组测井曲线解释完成后，才进行曲线间的对比。然后，每口井的堆积样式解释结果与周围井进行比较。这种循环的基本过程是用每口井的解释结果作为假设，由相邻井的信息进行验证；通过建立实际比例的十字剖面，完成进一步的检验和对比，旋回解释结果就能够放在盆地中的实际位置。

为了对十字剖面的地层集合形态进行准确的描绘，地层十字剖面要用准确的空间比例（实际比例的井距和一定的垂向比例的夸大）来建立。建立准确的水平和垂直比例尺的十字剖面，保持了与基准面和下伏古地貌相关的真实地层几何形态。实际比例十字剖面还有助于与地震反射剖面进行对比。

为验证测井曲线识别出的大规模旋回对比的准确性，我们比较了不同井距的几组井的对比。图 4-9 和图 4-10 显示了两组井间的对比关系，一组井距为 1200 m，另一组井距为 11 km。两种情况都有高品质的地震剖面和测井序列（包括声波）可以应用。把这些井的深度转换成时间并绘制成地震测线相同的比例（图 4-10B）。剖面上部的区域对比标志层——La Cira 页岩的位置和白垩纪与第三纪间的不整合在地震、测井资料中容易识别，用来控制下第三系层段的井—震标定。

由于两种方法都描绘了地层内时间界面的分布，地震反射的良好响应证实了测井曲线大规模旋回的地层对比结果（图 4-9、图 4-10）。虽然地震反射不能反映与测井曲线同样分

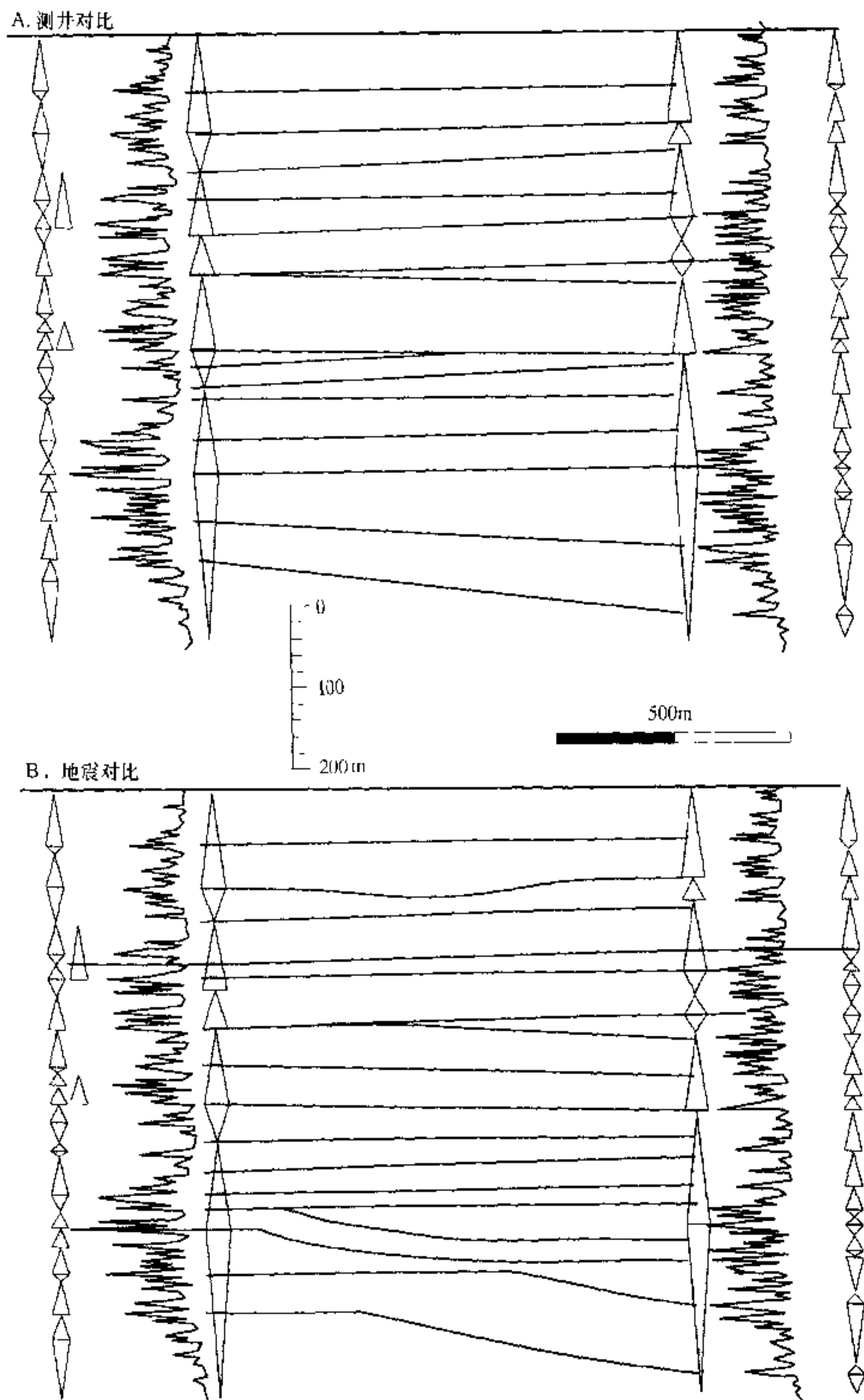
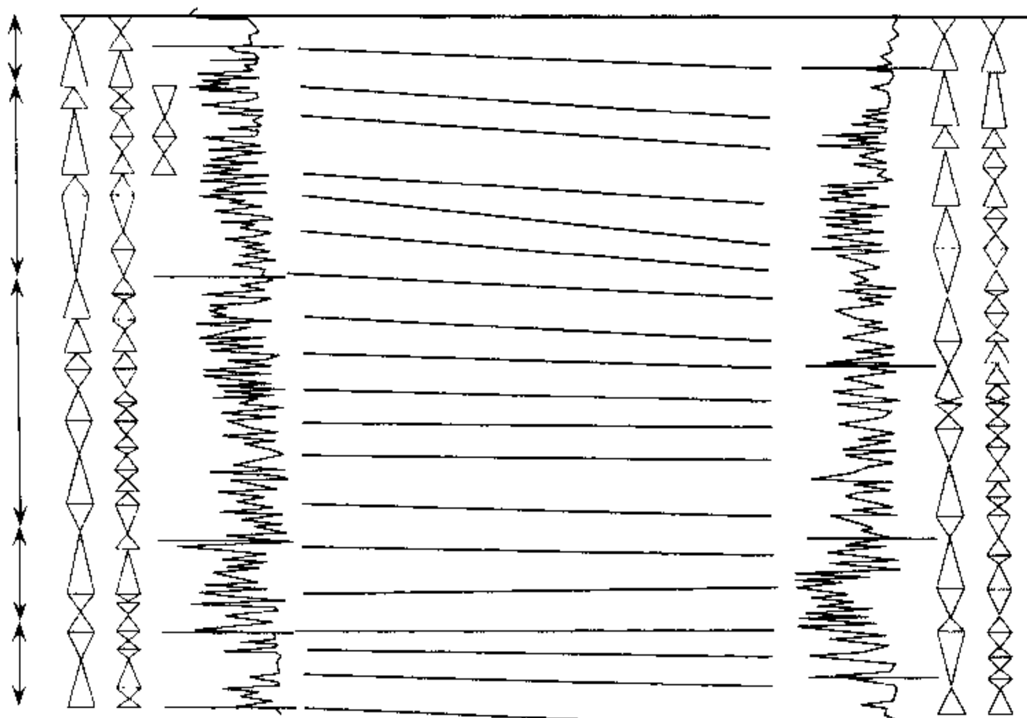


图 4-9 井距为 1200 m 的两口井地震对比和测井对比之间的比较

A. 测井曲线对比



B. 地震对比

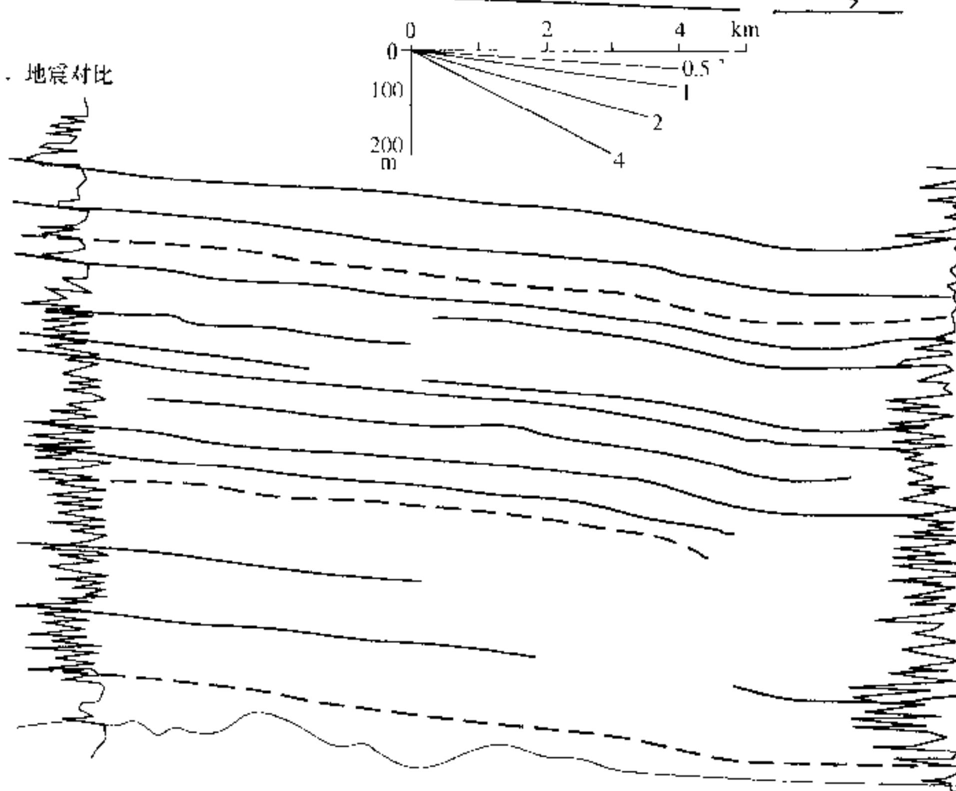


图 4-10　井距为 11 km 的两口井地震对比和测井对比之间的比较

辨率的地层单元，但地震反射与对比的大规模旋回间有明显的对应关系，包括区域性旋回厚度变化、旋回对称性及旋回内部的相变（图 4-9）。

图 4-10 对年代地层对比和常规地层对比进行了比较。对比线后面的延长线表示了四个岩性地层单元——Esmeralda、Mugrosa、Colorado 和 Cira 页岩组的位置和对比关系。这些组的识别主要是基于剖面上的岩性是泥岩还是砂岩，其中 Mugrosa 组下段和 Colorado 组以砂岩为主，而 Esmeralda 和 Mugrosa 组上段以泥岩为主。通过比较发现，基于岩石类型或垂向岩性变化趋势的区域对比显然不是等时对比。以岩石类型为基础的测井曲线的地层解释和对比根本不同于地震剖面的解释，因为岩性地层学是根据岩石类型的相似性，而年代地层学对比的是时间一致的地层。陆相地层准确的地层对比应当先确定小规模旋回，然后根据叠加样式分析确定大规模旋回。通常对盆地进行的岩性地层对比确实会导致错误的结果，引起地震与测井资料解释的矛盾。

六、结论

岩心、露头和测井曲线的沉积学和地层学分析揭示了陆相环境各种相域有规律的、重复出现的相序样式。这些相序样式记录了伴随地层基准面旋回的 A/S 值的增大和减小。而 A/S 值增大和减小的趋势由我们所观察的各种沉积学和地层学性质记录下来。该研究的这些性质包括大规模旋回的地层几何形态、地层结构、相组合和相序及相的多样性、旋回对称性、原始地貌要素保存程度等。由相序样式的长期变化识别的小规模旋回的叠加样式、小规模旋回的厚度和对称性变化、地层几何形态、组成小规模旋回的相比例的变化可用于确定较长期地层旋回。

用一种或多种标准，在盆地内各种环境的地层中可识别出多种时空规模的地层旋回。由于地层半旋回与基准面旋回的上升和下降一致，且基准面旋回的转换点在基准面旋回的时间分辨率是等时的，因此建立在这种方法之上的对比是年代地层对比。单个基准面旋回期间，相应地层旋回的对称性、厚度、相组合和相序在盆地范围内不断变化，但在基准面旋回期间盆地内聚集保存的所有沉积物都包含在相应的地层旋回内。

本文提出的地层对比策略依赖于基准面旋回的识别。大量的沉积学和地层学性质用来识别地层基准面旋回，并可单独（但结果是一致的）确定 A/S 值单向增大或减小的情况。因此，无论它们包含的相和相域是否复杂，地层旋回都可以识别出来。地层不整合面只是用于分析的一种属性，在不存在不整合面时，仍可以进行相关地层旋回的识别与对比。

（据 Juan C. Ramon and Timothy A. Cross，“Correlation strategies and methods in continental strata，Middle Magdalena basin，Colombia”编译）

（张海琴译，王红亮校）

第二节　沾化凹陷滩海地区馆陶组河流相高分辨率层序地层划分与储层预测

济阳坳陷北部沾化凹陷滩海地区馆陶组可分为上、下两段，下段以块状含砾砂岩、中细砂岩夹棕红色泥岩为主；上段则以细砂岩、粉砂岩与棕红、灰绿色泥岩互层为特征。由于馆陶组上段为冲积—河流相为主的沉积，储层横向变化大，地层对比十分困难。地震剖面多表现为水平、近于平行的强弱振幅交互的反射特征，很难依据地震反射几何形态及反

射终止类型、进行层序分析和地层解释。因此，馆陶组上段分析首先以钻井取心资料、测井曲线为基础识别基准面旋回、然后进行井-震对比确定地层层序界线，最后、进行全区追踪对比及地震相的地质解释，进而对储层分布及储层类型进行预测。

一、基准面旋回的识别

根据岩心、测井及地震资料，可在馆陶组上段识别出三种规模的地层旋回，即长期、中期、短期旋回，其分别响应相应级次的基准面旋回。

（一）岩心剖面基准面旋回的确定与旋回特征

由于岩心剖面的高分辨率特征，往往是短期旋回识别的资料基础。

1. 低可容纳空间短期旋回

最低可容纳空间、低 A/S 值形成的短期旋回，发育于馆陶组上段下部中期旋回中（图 4-11）。旋回不对称，仅发育上升半旋回，下降半旋回表现为区域广泛分布的河道下切作用。短期旋回的底界面为明显的冲刷面，砂岩之上由相互切割、彼此叠置的河道砂岩、含砾砂岩组成，厚度大，以槽状交错层为主。砂岩具顶、底突变特征，向上变细不明显，其上为潮湿冲积平原薄层灰绿色泥岩，表明该类型旋回主要为辫状河道沉积。

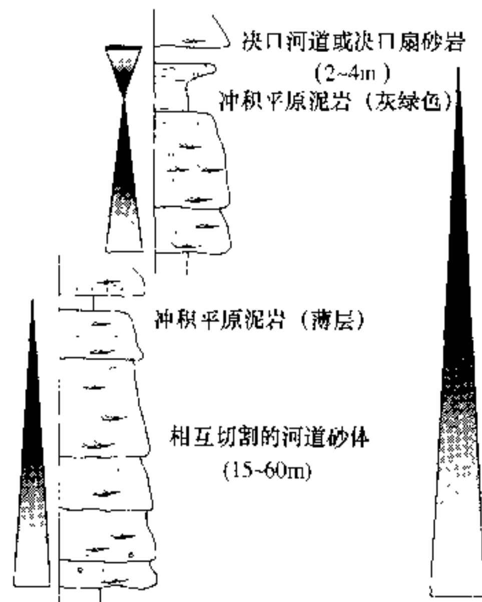


图 4-11　馆陶组下部中期旋回内短期旋回相序特征

类似的短期旋回也出现在馆陶组中部的中期旋回内（图 4-12A）。尽管该旋回同时具基准面上升半旋回与下降半旋回沉积，但不对称性十分明显。其上升半旋回厚度大，以相互叠置的砂岩为特征，每一单层砂岩均质性较好，含油饱和度高，厚度 20 ~ 30 m，单层砂岩厚度向上变大，以槽状交错层理发育为特征，顶部细粒部分可见平行层理、水流波状层理。由于 A/S 值增大，基准面下降旋回的沉积也部分保存下来，由厚度较薄的潮湿洪积平原与厚 3 ~ 7 m 的决口扇、决口河道粉砂岩组成，可发育小型槽状交错层理、波状层理。

另一种类型的短期旋回出现在馆陶组上段上部中期旋回基准面下降期（图 4-12B），为不对称旋回。短期旋回的上升半旋回由厚度较薄的河道砂岩组成，下降半旋回则由干燥冲积平原垂向加积作用形成的棕红、砖红、紫色及杂色泥岩组成，具土壤结构，局部可见钙质结核，层理不发育。

2. 高可容纳空间短期旋回

馆陶组上段高可容纳空间短期旋回出现在中期旋回中部（图 4-12C）。旋回对称性强，主要有潮湿冲积平原灰绿色、棕褐色泥岩夹薄层决口扇与漫岸粉砂岩组成，常常缺乏较厚的河道砂岩。最高可容纳空间处甚至出现暂时性水体形成的薄层灰色钙质泥岩。

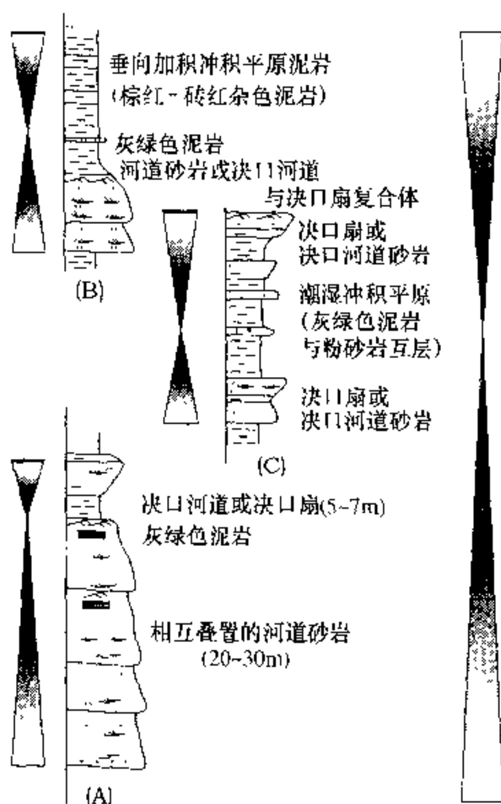


图 4-12　馆陶组中、上部中期旋回内短期旋回相序特征

（二）测井曲线基准面旋回的确定

测井曲线基准面旋回的确定，特别是旋回界面的确定，是在对取心井段标定的基础上进行的。也就是说，首先要利用取心段建立短期旋回及界面的响应模型，用于区域取心井测井曲线的旋回划分。图 4-13 为根据自然伽马曲线（GR）与岩心标定后建立的短期旋回的测井响应模型。图 4-14 为根据测井曲线确定的短期旋回及依据短期旋回相组合的变化和叠加样式识别的中期旋回。可以看出，中期旋回的转换位置，即最大可容纳空间的沉积多为潮湿冲积平原泥岩集中发育处，代表了地下水位较高时期；而中期旋回顶、底界面分别为较大的冲积河道底部和干燥的冲积平原土壤组合，前者表明基准面下降到地表之下或与地表重合，后者代表地层长期出露地表的非沉积作用面。

（三）井-震对比与地震地层分析

1. 地震地层旋回识别

地震反射界面基本是等时面或平行于地层内的等时界面，而地层基准面旋回与界面具有成因地层单元和时间界面的含义，因此地震反射界面应平行于或相当于基准面旋回界面。

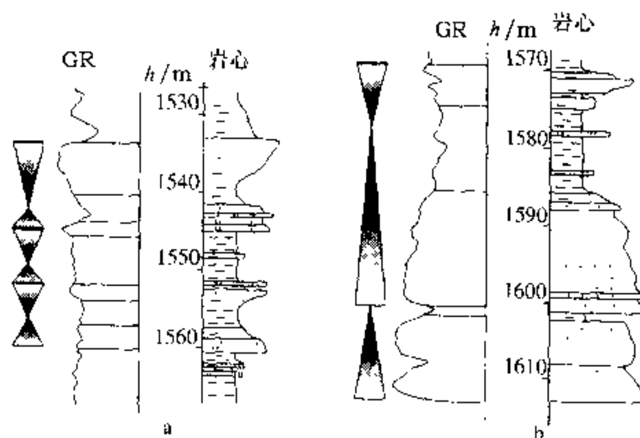


图 4-13　埕北 9 井短期旋回的测井响应模型
a—潮湿冲积平原与决口扇、决口河道复合体；b—河道相与小型决口扇

沉积剖面可以为水平或近于水平的，也可以是倾斜的，它控制了沉积物堆积时沉积面的梯度。在沉积面为水平的地理位置，地层近于水平并相互平行，沉积相界线与层面一致、层的界面同时具有时间界面的意义。在这种情况下，地层的波阻抗差产生的反射既与

层面平行又与时间界面平行。研究区馆陶组上段地震反射面大致具有上述性质。

由于馆陶组上段的河流相沉积多表现为近于平行的水平反射，其地震层序与界面的识别，很难以大陆边缘或海（湖）斜坡沉积中常用的不整合或反映地层不协调的地震反射终止类型来分析。因而其地震层序的确定是通过合成记录将自然电位与电阻率转换成双程传播时间坐标，对连井地震剖面进行标定，并结合地层旋回界面的地震标志和地震相的区域变化分析来进行。

2. 地震相的地质意义

根据井-震对比与以沉积学为基础的地质解释，可将馆陶组上段河流亚相的地震相特征概括如下：

（1）可容纳空间河道砂岩底部冲刷面，形成于区域基准面下降到地表之下的时期。当基准面逐渐上升时，形成纵向上相互叠置、横向上叠加连片，分布较为稳定的辫状河道砂体。砂体本身厚度较大，含泥少，均质性较强，因而易形成弱反射或无反射特征；

（2）较高可容纳空间的河道砂岩较少叠置或为孤立河道砂岩，厚度较薄，砂岩向上变细明显，砂体非均质性较强，横向上延伸范围有限，因而地震反射应为冲积平原泥岩弱反射背景上的不连续、延伸范围较小的较强振幅、断续—较连续反射特征。

（3）决口扇与决口河道复合体多发育在河道低部位，充填河道附近的冲积平原低地，沉积过程表现为低地缓倾地形上的进积或前积作用。决口扇分布面积较广，因而地震剖面上应表现为在潮湿平原与加积冲积平原厚层泥岩形成的弱反射背景中，具低角度，有时为叠瓦状的前积、中—中强振幅反射。

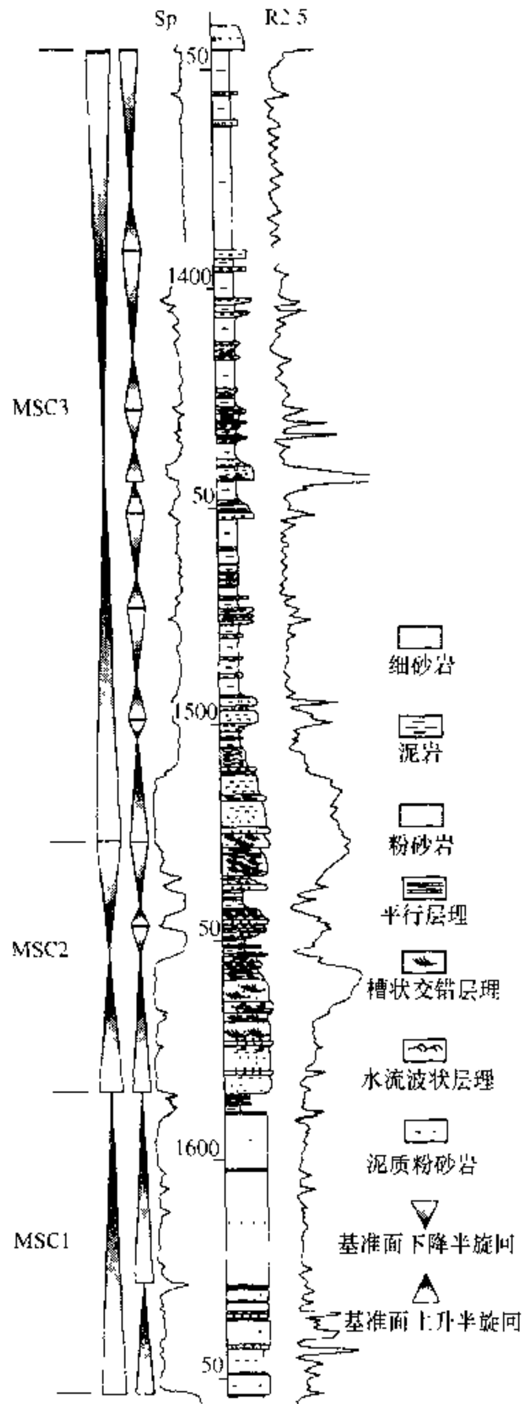


图 4-14　取心井段短期旋回与中期旋回相序特征

3. 地震地层旋回特征

馆陶组上段地震剖面的分辨程度，决定了在地震剖面中可以识别出与钻井中期基准面旋回相应的4个地震旋回，自下而上分别命名为 MSC1、MSC2、MSC3、MSC4，各具有特

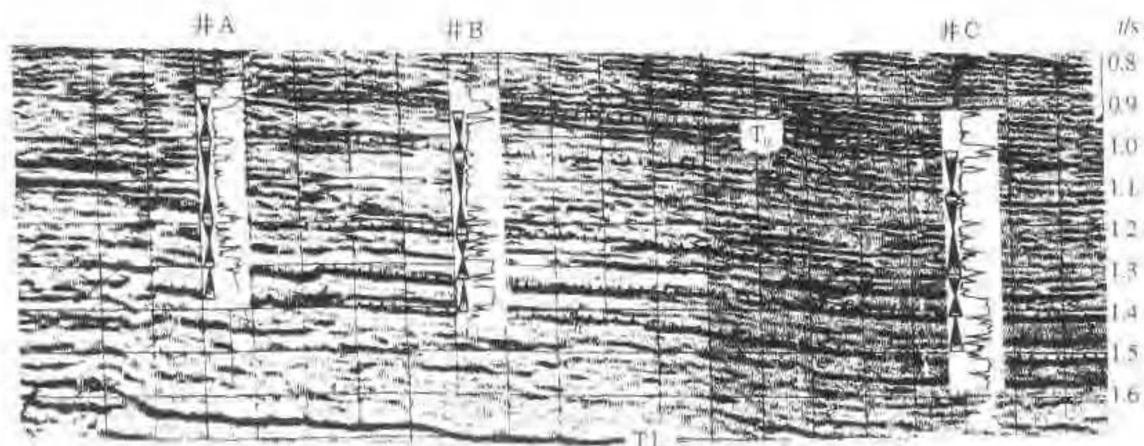


图 4-15 沾化凹陷滩海地区馆陶组上段基准面旋回井-震对比

定的地震相特征（图 4-15）。

MSC1 旋回底界面为基准面下降到地表之下河道冲刷作用形成的区域不整合面，其上见地层自东向西上超现象。旋回内部表现为弱反射地震相，代表较低的可容纳空间形成的垂向上相互切割、横向叠置、厚度大的连片的辫状河道砂体。MSC2 中期旋回地震反射特征与 MSC1 旋回大致相似，但由于可容纳空间较下部增大，保存了基准面下降半旋回。在该旋回内，基准面上升到下降的转换位置为强振幅、较连续反射，代表该旋回中最大可容纳空间条件下的沉积的泛滥盆地泥岩。MSC3、MSC4 旋回与 MSC1、MSC2 旋回大反射特征迥然不同，以弱反射为背景，局部与断续、较强振幅反射交互，代表冲积平原泥岩与孤立河道砂体，局部呈叠瓦状、低角度、弱至中振幅反射特征，为冲积平原泥岩、决口扇、决口河道沉积组合。

二、高分辨率地层对比格架

尽管中期旋回内的相组合在平面上有较大变化，但由于厚度、旋回对称性变化较小，仍可在较大范围内进行追踪与对比，同时，由于三维地震剖面可分辨的地层单元也可与钻井、测井中可识别的中期旋回相对应，而且地震相与几何形态也可用中期旋回的性质加以解释和预测，因而中期旋回是研究区高分辨率地层格架建立与对比的基础（图 4-15）。

根据高分辨率地层对比原则与方法，每一个中期旋回转换的位置均记录了基准面旋回变化中可容纳空间增加到最大值或减小到最小值单向变化的极限位置，即基准面旋回二分时间单元界限。因而基准面旋回上升到下降或下降到上升的转换点可作为地层对比的优选位置，由此可进一步将 4 个中期旋回划分为 7 个在地震剖面上可追踪、平面上可作图的时间地层单元。

高分辨率地层格架为等时地层对比格架，以其为基础可在赋予了地质内涵的地震剖面上对砂体分布作预测。

三、河流储层预测

（一）河流—冲积相储层的形成与演化

下第三系沉积后，东营运动使盆地基底抬升，造成区域地层基准面的下降，东营组不同程度地遭受剥蚀，形成广泛分布的不整合，底砾岩发育。之后，盆地整体坳陷，区域基

准面上升，堆积了上第三系河流—冲积平原为主的地层。早期，由于可容纳空间小，低 A/S 值导致辫状河道发育，沉积了以巨厚的砂砾岩为主的地层。随着基准面上升，可容纳空间增大，砂岩单层厚度向上减薄，顶部泥岩增多，构成上第三系馆陶组的第一个长期基准面旋回沉积，即馆陶组下段。其后，基准面又开始下降，但下降幅度较东营组末期小。该基准面的下降以馆陶组上段底部普遍发育的河道下切作用为特征。之后，基准面又逐渐上升，形成馆陶组第二个长期基准面旋回，即馆陶组上段。旋回界面以馆陶组上段早期底部冲刷面及上覆 MSC1 不对称半旋回中相互叠置的辫状河道砂岩发育为标志。随 A/S 值逐渐增大，MSC2 底部砾岩尽管具有辫状河道砂岩特征，但砂岩叠置层数减少，单层厚度增大，并发育了较厚冲积平原和基准面下降旋回的沉积。随着基准面进一步抬升，A/S 值增大，辫状河道环境逐渐演化成低弯度河流—冲积平原环境，河道砂岩较少叠置，多呈孤立状，分布于冲积平原泥岩中，以 MSC3 旋回为代表。河道砂岩多与下伏泥岩呈突变接触，下切作用不明显，表明盆地基地一直处于坳陷稳定沉降期，基准面位于地表之下或与地表重合，$A/S>1$。之后，基准面开始下降，加之气候干燥，逐渐形成了以棕红色、砖红色泥岩垂向加积作用为主的干燥冲积平原沉积，以 MSC3 上部和 MSC4 旋回为代表。

（二）储层时空分布特征

馆陶组上段沉积处于盆地基准面又一次上升时期。随着可容纳空间的增大，A/S 值的增大，河道经历了由辫状河到低弯度曲流河的演化，砂岩厚度向上逐渐减小，层数减少，粒度变细。河道砂岩在馆陶组中上部（MSC1、MSC2）储层主要为发育于冲积平原内的孤立河道砂岩、点砂坝、决口河道与决口扇，单层厚度 5～15 m（图 4-16）。由于河道的频繁改道，它们在时间与空间上分布复杂，且不连续，横向连通性差，多呈透镜状夹于冲积平原泥岩之间，因而，作为储层多具独立的油水系统，不同油层间很难找到统一的油水界面。砂岩物性好，孔隙度为 35%，渗透率达 $6172\times10^{-3}\mu m^2$。与馆陶组下段大面积分布的辫状河道砂岩相比，易在构造上倾方向因砂体尖灭而形成岩性圈闭，加之临界泥岩盖层的封堵及区域盖层的存在，含油性好，含油饱和度高，是馆陶组上段的主要储层。

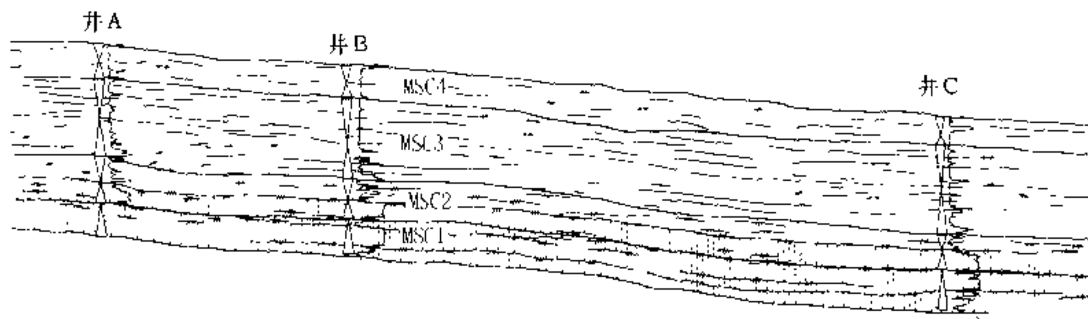


图 4-16 沾化凹陷滩海地区馆陶组上段地震解释剖面

MSC3 和 MSC4 旋回中河道砂岩储层分布具有一定的规律性。以 MSC3 旋回为例，基准面上升半旋回河道和低弯度曲流砂坝发生频率较高的区域（地震剖面上多呈强振幅反射），与基准面下降半旋回河道和曲流砂坝集中发育位置正好错开。也就是说，在同一地理位置，某准面上升期河道集中发育部位，在基准面下降期以冲积平原及充填其间的决口扇发育为主（地震剖面上为弱反射背景上的断续中振幅反射）。反之，基准面上升期冲积平原

较发育区，在基准面下降期河道迁移至该区。河道集中分布区空间演化的这种规律性的产生，主要是地形高差效应。而地形的高低随时间的迁移可能有两个原因：①河道发育的地理位置是多期曲流河砂体叠加的综合结果，当沉积物补给充分，则使地形增高，造成河流改道或发生决口，在基准面下降期河道集中出现在原来的地形洼地上，即冲积平原位置；②河道砂岩与冲积平原沉积差异压实的结果造成厚度差，由此也导致地形的变化。上述规律为河道储层横向预测提供了依据。图4-17分别为某井区MSC3旋回上升与下降半旋回主河道砂体的分布特征。可以看出，在基准面旋回变化中主河道砂体分布地理位置的迁移。

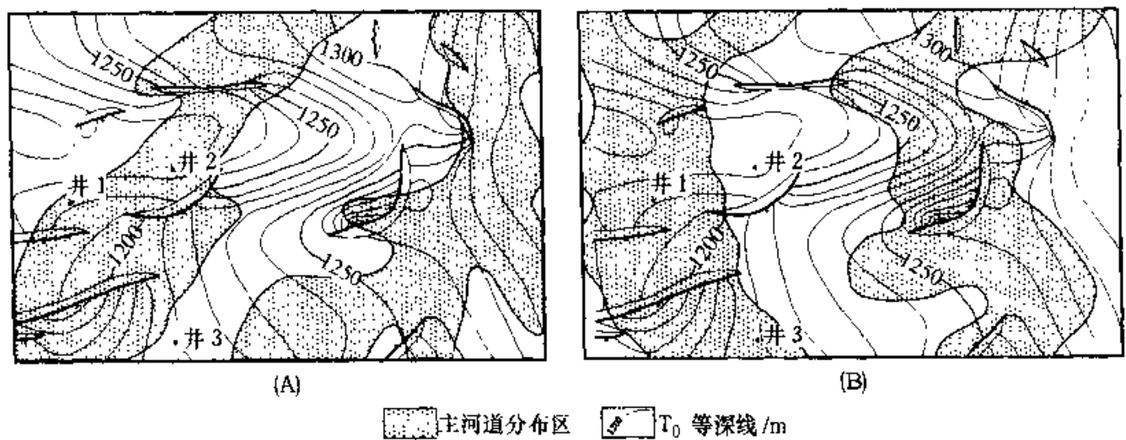


图4-17　一个完整的基准面上升（A）和下降（B）旋回的主河道砂体分布图

四、结束语

冲积—河流相层序地层分析表明，在地层基准面、体积分配、相分异等基本原理基础上建立的高分辨率层序地层划分与对比技术同样适用于陆相地层。该理论与对比技术能加深对冲积—河流相地层形成发育、演化及相分布特征的认识，从而提高河流相储层预测的精度。

第五章　重力流沉积地层层序划分、对比及应用

第一节　重力流沉积地层层序划分与对比方法

一、重力流沉积基准面旋回的识别

沉积物重力流在滑塌位置流动和搬运主要依靠其本身所具有的惯性和势能。其中，重力流所具有的惯性大小是沉积物质量和浓度的函数。对于特定的海（湖）底扇复合体来说，由于物源供给体系大致相同，沉积物质量和浓度变化范围较小，因此惯量基本为常量，所以，能量是影响流体流动的主要变量。沉积物重力流进入盆地后，形成的海（湖）底扇规模大小、沉积物类型、沉积构造和沉积结构主要取决于其流动时所具有的能量。能量大小又主要取决于流体流动时所具有的势能，因而势能是重力流流动的根本动因。

$$E_t = \text{惯量}(E_I) + \text{势能}(E_P)$$

$$\sum_{i=1}^{n} \text{流体质量} \longrightarrow E_I = K$$

$$E_t = \text{势能}(E_P)$$

势能大小与盆地斜坡的地形梯度密切相关。在盆地斜坡区，盆地基底沉降速率明显控制着地形的坡度。在特定的坡度下，较高粘度的流体沉积在上坡位置，较低粘度的流体沉积在下坡位置。不同梯度和浓度的重力流所形成的沉积物结构与构造不同，因而可根据重力流相序特征反映出的地形梯度的变化，分析可容纳空间与沉积物供给比值（A/S）的减小和增大，从而识别基准面旋回。现代和古代露头、岩心观察发现，从基质支撑的、具混杂结构的重力流到高密度流浊流再到低密度浊流，随着沉积物堆积时地形梯度和流体浓度的降低，重力流成因的砂岩或砂砾岩的沉积构造如图 5-1 所示（Cross，1999）。

在水下扇某一特定的地理位置，当 A/S 值变化时，扇体发生进积作用或退积作用，地形梯度的变化是扇复合体进积与加积作用交替的产物。随着扇面的坡度变化，重力流沉积物的相序也发生相应响应。当水下扇向盆地进积的时候，扇近源部分、较高梯度的“相”叠加在扇远源部分、较低梯度“相”之上；当扇退积的时候，扇远源部分、较低梯度的“相”叠加在高梯度“相”之上。因而扇体的进积和退积作用形成的垂向相序记录了地形梯度随时间的变化，即能量旋回，也是基准面变化旋回。地形梯度逐渐变陡的相序自下而上是：鲍马 CDE 段，鲍马 AE 段，鲍马 AC 段，含分散细砾的砂岩，薄层无构造砂岩，旋卷纹层，混杂结构，香肠构造、蝶状构造、枕状构造、管状构造、羽状构造，纹理砂岩、厚层无构造砂岩。该相序记录了基准面下降半旋回（A/S 值减小），与之相对应的“镜像”序列则代表基准面上升半旋回（图 5-2）。因而可以根据相序特征识别基准面旋回。

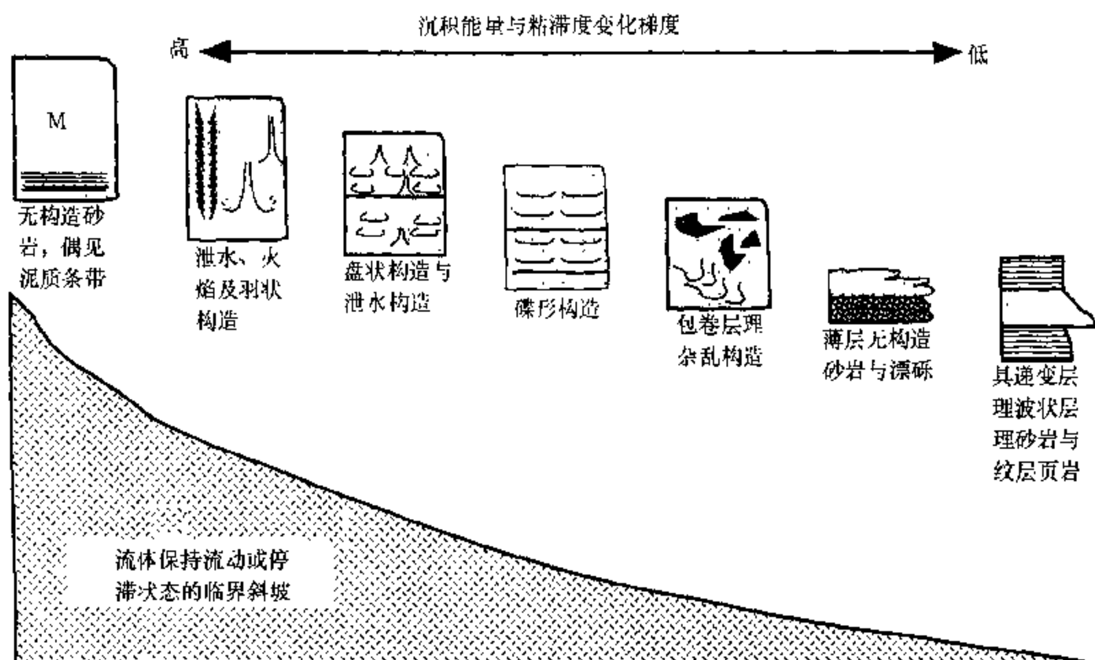


图 5-1　反映流体流变学特征的各种沉积构造

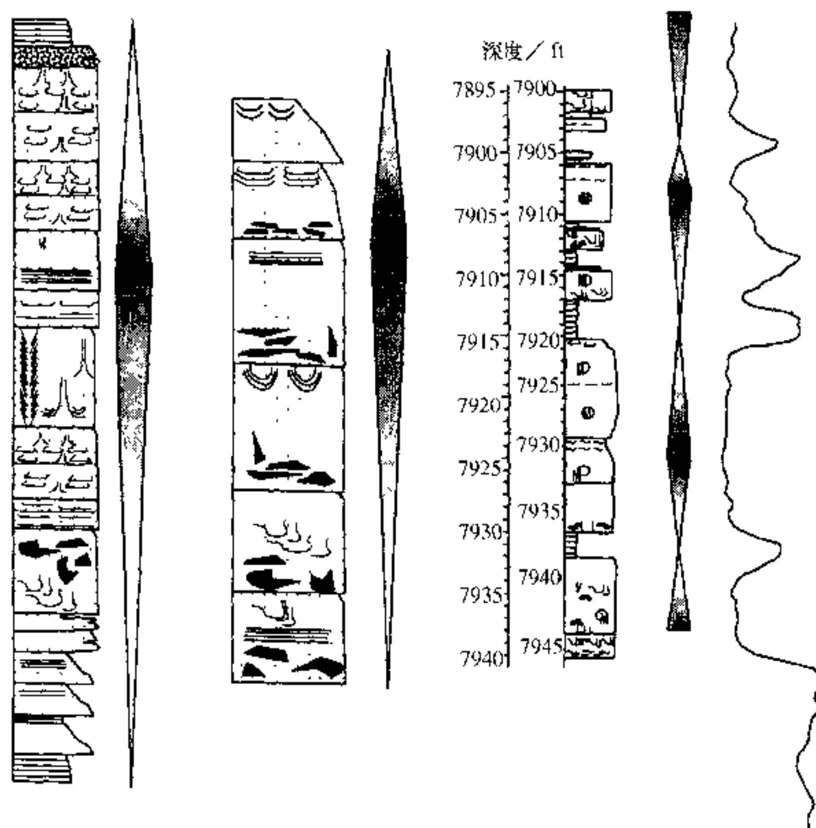


图 5-2　重力流沉积构造序列与基准面旋回界面的位置

二、重力流沉积层序地层划分与对比

重力流进入盆地后，在斜坡部位发生侵蚀作用，形成沟谷地形。在沟谷末端沿着斜坡流向盆地或沿古地貌残存的“沟”“槽”流动，在“洼地”发生沉积作用（图 5-3）。当“沟槽”或“低地”填满时重力流块体发生转移，流向另外的低洼处。因而深水盆地或盆地中的“地形低”是盆地可容纳空间最大的位置，也是重力流沉积作用发生的地点。

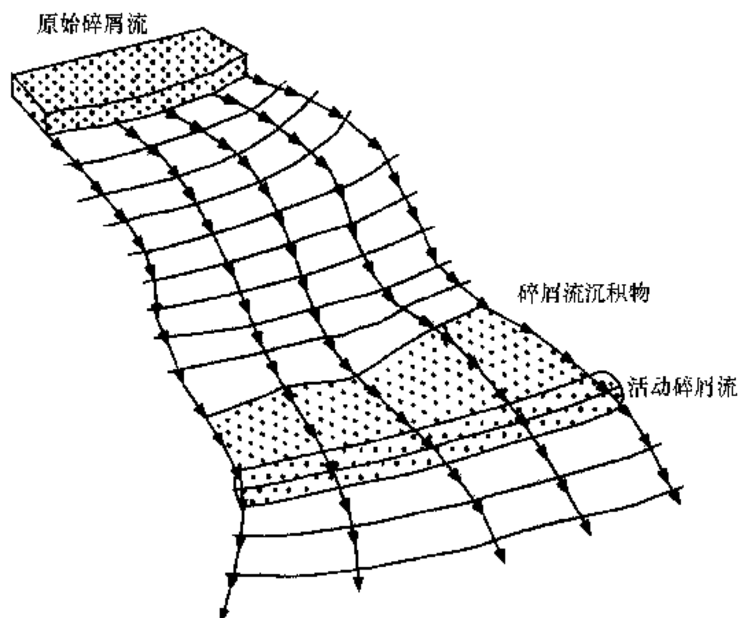


图 5-3　重力流沉积物在洼地发生沉积作用示意图

根据上述原理，厚层碎屑流沉积物开始堆积的位置是盆地内地形坡度最缓的位置，该位置盆地的可容纳空间最大。重力流块状体或复合扇体沉积的过程是可容纳空间逐渐降低的过程，反映在地质记录中是进积或加积旋回的形成。当“地形低”填满之后，沉积物可堆积的可容纳空间最低，沉积作用发生转移，开始在另外的“低地”沉积（图 5-4）。在原来的堆积地点则表现为重力流水道的下切作用或路过冲刷作用，或由于扇体的后退形成退积旋回。

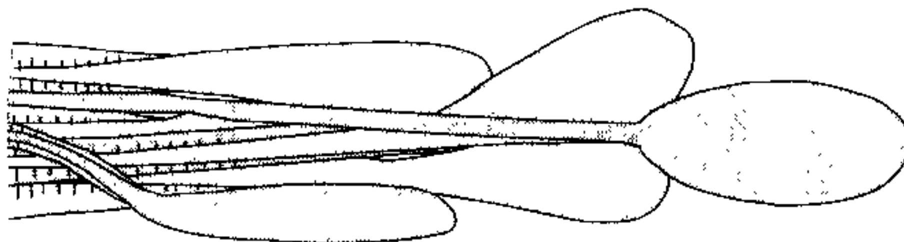


图 5-4　重力流沉积舌状体充填盆地的过程——沿着低地流动并沉积

在进行重力流沉积地层对比时，人们常常选取的对比等时面有以下几种（图 5-5）：①砂砾岩体上部或下部的泥页岩标志层，这是在进行重力流地层对比时人们的通常作法，它假设这种标志层是一致的、连续的、平的，即没有另外的物源体系沉积物对地形的补偿，

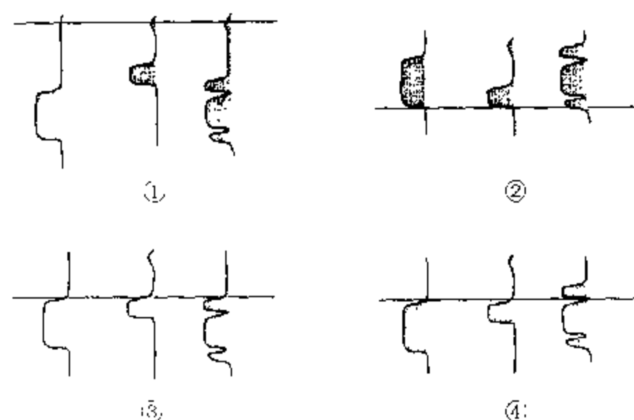


图 5-5 重力流沉积物对比界面的选择

标志层在下伏沉积物对地形补偿的基础上形成。即使如此，我们只能把它作为基准面上升与下降的转换位置，仍然满足不了对重力流沉积内部界面划分的需要。②砂砾岩复合体的底界面，这也是人们通常采用的作法。如果选择这种界面作为等时面，只有是假设砂岩沉积物在平坦的地表面同时沉积，这显然违反了重力流沉积物充填低地的规律。③砂砾岩复合体的顶界面，如果选择这个界面，只能是沉积物的沉积同时结束，没有退积的舌状体，没有河道的决口，这显然违反了沉积物建造地形的原理。根据上述的重力流沉积物首先充填低地的原理，我们在进行重力流沉积基准面旋回对比时，通常是采用另一种等时界面，即：④砂砾岩复合体内部进积作用与退积作用转换的位置，即基准面下降到上升的转换位置。该界面形成于重力流沉积物充填低地之后、退积舌状体重建地形差之前的地形起伏最小的时期（图 5-6），是重力流沉积等时对比界面的最佳选择。



图 5-6 在固定的地理位置海（湖）底扇的相和组成随时间变化

此外，根据基准面旋回变化中由于可容纳空间增加速率的改变导致的沉积物的体积分配作用，当某一位置重力流沉积物仅出现基准面下降半旋回厚层沉积时，表明在相同时间内，重力流在斜坡位置通过古地貌上残存的沟槽进入盆地，此时水道仅起搬运沉积物的作用，沉积物路过并没有发生沉积；当出现基准面上升半旋回沉积时，表明水下扇体向陆方向退积，河道开始发生充填作用并形成代表河道充填的向上变细的沉积旋回。根据基准面旋回的对比原则，盆地内基准面下降旋回的厚层重力流沉积应与斜坡部位河道旋回的底界面对比，而盆地内厚层重力流堆积的顶界面应与斜坡部位河道充填沉积物对比。这是水下扇重力流沉积物经常发生的沉积现象，在对比时应加以注意。

第二节 辽河西部凹陷沙三段湖底扇沉积层序划分与对比

陆相盆地构造运动的频繁性、基底结构的复杂性、汇水面积的有限性和供给体系的多物源、近物源特征，使湖相重力流沉积在其形成过程中更具有明显的突发性或事件性，特别是在裂谷盆地或断陷盆地中。同时，湖底扇重力流沉积物沉积作用的地点、沉积性质与沉积结构更明显受盆地古构造、古地形的控制，由此使重力流沉积在盆地中的分布更具有“随机性”，给地层对比带来很大困难。但盆地内任何沉积作用都是基准面旋回变化速率与沉积物供给速率比值变化的动力学响应，都遵循由于可容纳空间变化导致的沉积物体积分配作用，因而都是有规律可循的，沉积物重力流也不例外。渤海湾盆地辽河西部凹陷沙三段湖底扇沉积层序地层发育特征说明了这一基本原理。

辽河盆地西部凹陷为典型的西高东低、东陡西缓的箕状断陷盆地。渐新统沙三段形成于裂谷盆地强烈沉降期，由于基底沉降速率大，斜坡坡度陡，湖泊大范围扩张，水体较深。该时期，来自凹陷东西两侧的冲积扇入湖形成扇三角洲。扇三角洲前缘沉积物滑塌产生重力流，并在斜坡前缘及盆地中心形成湖底扇。由于盆地基底东陡西缓，形成陡坡和缓坡两种不同类型的扇三角洲-湖底扇体系。

以凹陷西斜坡区缓坡型湖底扇为例，在西高东低的较缓坡背景上，该区发育的北东向西倾反向成山正断层与北东向东倾阶梯状正断层、北西向正断层组合在一起，使基底在东倾的斜坡背景下具垒堑相间的块体结构及隆洼相间的复杂地貌。尽管经过了第三纪早期沉积物的填平补齐作用，前第三纪古地貌对沙三段湖底扇沉积相类型及展布仍有明显的控制作用。受古地貌的影响，湖底扇扇体的几何形态、沉积相类型、相组成等均与经典的海底扇模式有较大的区别。构成湖底扇的粗碎屑岩相类型除了包括一般扇体所具有的滑塌浊积岩相、浊流水道相、辫状水道相、层状浊积岩相等，还发育一种特殊的相类型，即在地堑上形成的凹槽内的充填浊积岩相。充填浊积岩相厚度变化大，凹槽部位最大堆积厚度可达390 m，而潜山高部位或局部地形“高”处砂砾岩沉积厚度很薄或仅为湖相泥质岩沉积。

一、基准面旋回界面的识别与对比

在裂谷盆地中，不同断裂体系形成时间的差异、同一断裂体系活动过程中应力的积累与释放导致盆地具有“幕式”活动特征，幕式活动的规模、幅度、强度的差别导致盆地基底沉降速率的变化，由此产生多级次基准面旋回。沙三段三次较大的湖泛作用，将研究层段划分为四个较高级次的基准面旋回。基准面旋回上升与下降的转换面为全区可追踪的湖泛面，在地震剖面上表现为最大上超面或地震前积反射的下超面。基准面下降与上升的转换面，即湖水最大收缩面存在于湖底扇成因的砂砾岩内部，界面的识别有一定的困难。根据上述的重力流流变学的分析方法，考虑到湖相重力流的沉积特点和资料的许可程度，我们总结了陆相裂谷盆地中的重力流沉积基准面旋回的识别思路与识别方法，首先要根据岩心、测井资料进行相的识别与划分；再针对不同的相特点，考虑其形成机制，来进行基准面旋回的识别和划分。陆相裂谷盆地中常见的重力流沉积粗碎屑相有层状浊积岩（浊积席状砂）、浊流水道、辫状浊流水道、充填浊积岩四种主要类型（图 5-7），其在岩心、测井及地震剖面上基准面旋回识别与划分的标志如下。

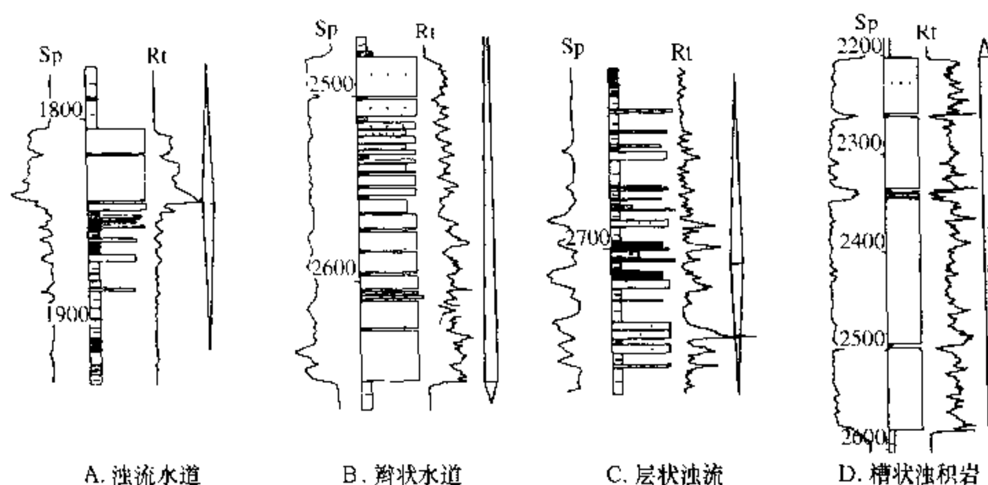


图 5-7 断陷盆地重力流沉积主要粗碎屑相及其基准面旋回的划分

(1) 浊流水道通常出现在盆地斜坡部位。在基准面下降期，浊流水道往往是作为输送重力流沉积物的通道，在上升期，沉积物保存而形成浊流水道。水道沉积底界面为与下伏泥岩的突变面，其上砂砾岩具块状结构或向上变细的沉积序列。向上变细的水道砂岩底部可以发现泥砾或泥质撕裂片，顶部渐变为砂泥互层，发育递变层理或波状层理。表明沉积水体逐渐变深，可容纳空间变大，代表基准面上升旋回的产物。因而基准面下降到上升的转换位置应置于浊流水道沉积的底部。测井曲线上表现为顶、底突变的块状特征。地震剖面上为河道充填或双向下超反射特征。

(2) 辫状浊流水道多发育在浊积扇扇中位置。其沉积特征与浊流水道类似，如底界面为与下伏泥岩的突变面，其上砂砾岩具块状结构或向上变细的沉积序列，但由于其多期重力流作用的发生，形成浊流水道的多期叠置结构，但每期内部韵律性清楚；测井曲线上表现为顶、底突变的锯齿化箱形特征，地震剖面上整体往往表现出扇体的形态。对单个水道来说，基准面下降与上升的转换位置一般应置于底部，而对多期叠置来说，则置于其叠加样式的转换处。

(3) 层状浊积岩（或浊积席状砂体）多发育在浊积扇的扇缘或浊流水道间位置，与较深水湖相的暗色泥岩频繁交互，多显示出鲍马序列的 CDE 特征；测井曲线上多呈齿形特征。该种类型浊积岩基准面下降到上升的转换位置一般置于叠加样式进积到退积的转换处。

(4) 充填浊积岩多发育在具有沿湖岸分布的狭长形的低洼断槽的位置。重力流在进入盆地时首先充填地貌上的“凹槽”，即盆地可容纳空间最大处。多次充填作用的叠加形成充填浊积岩相。在地震剖面上可清晰地分辨出砂砾岩体在“凹槽”部位的充填特征。充填浊积岩砂砾岩粒度粗、沉积厚度大，呈块状混杂结构，局部见变形层理。垂向上多表现为加积或进积特征，沉积韵律性不太清楚。这种序列是可容纳空间减小、基准面下降半旋回的产物，因而基准面下降到上升的转换位置位于厚层砂砾岩的顶部。

根据上述界面识别标志，可以划分沙三段地层基准面旋回，并对湖底扇成因的砂砾岩进行对比（图 5-8），在同一地层基准面旋回内，基准面下降时期，由于湖底扇向盆地中心

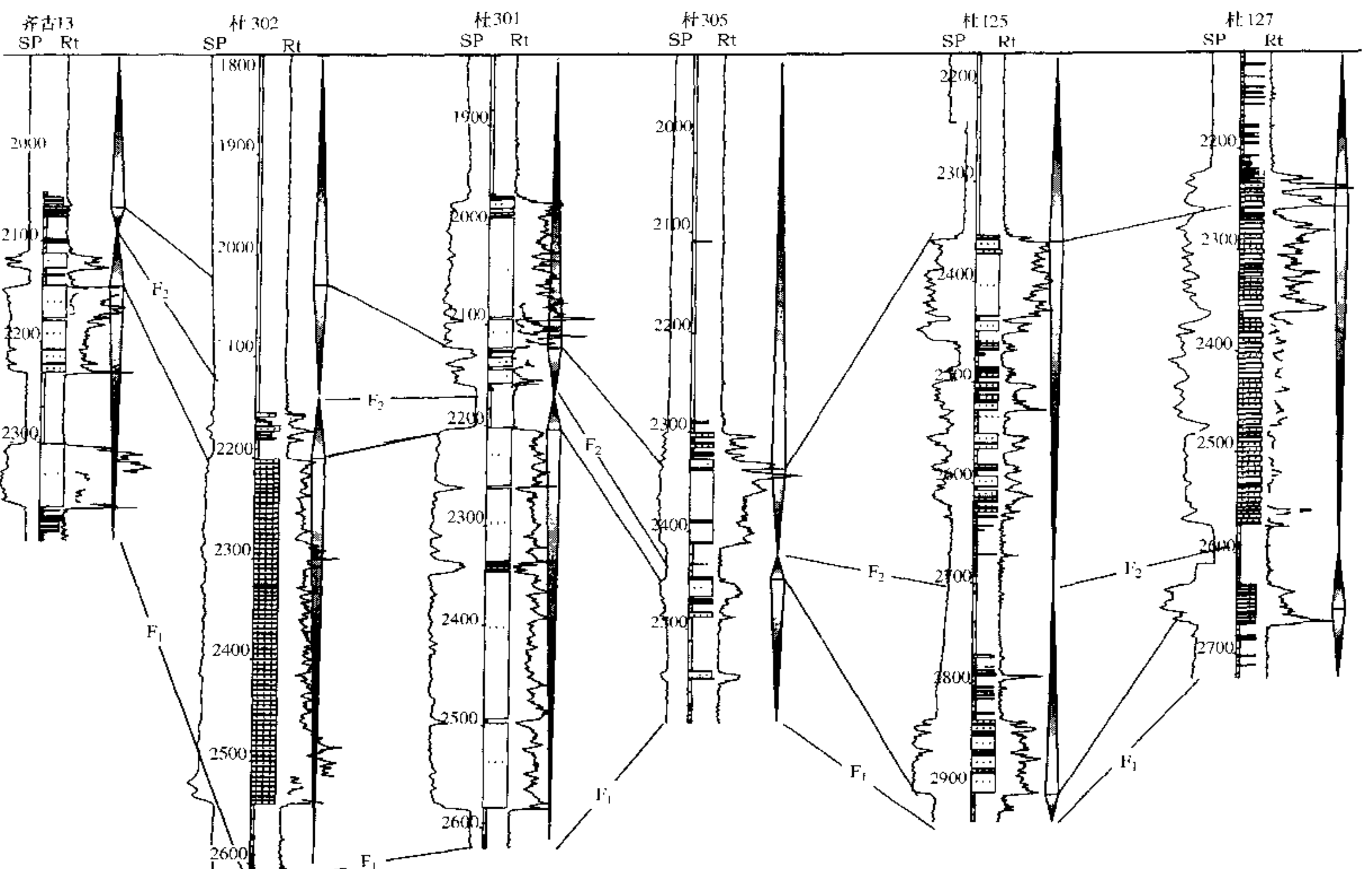


图 5-8　齐曙地区沙一段湖底扇重力流沉积基准面旋回界面的确定与对比

的多期推进，斜坡部位沉积厚度很薄，向盆地方向逐渐加厚，直至堆积了数百米厚的充填浊积岩复合体。基准面上升时，湖底扇退缩，近盆地中心部位沉积厚度非常薄，向斜坡方向扇体厚度逐渐加大。

上述四种相类型的出现一定程度上受基准面旋回变化的控制。以辽河盆地西部凹陷为例，裂谷盆地在断陷扩张期，重力流作用活跃，在基准面下降期，多表现为较深水背景下的浊积扇的进积作用或重力流沉积物充填地形低地形成充填浊积岩；在基准面下降至最低点的位置，湖底扇向盆地方向的推进开始变为向盆地边缘方向的退缩，或重力流沉积物填满地形“低”后沉积位置发生转移。在这一位置上开始发生重力流河道化作用或沉积物路过，因而是可容纳空间最小的位置，也是基准面下降到最大值后开始上升的位置，是重力流沉积物对比的重要界限。在地震剖面上，该界面位于凹槽充填沉积体的顶部（图 5-9），界面之上出现反射层的上超现象或沉积体的退缩，表明基准面上升导致水体的扩张。在基准面上升期，以前的供给沉积物的水道发生充填作用，形成浊流水道沉积并在地层记录中保存下来，重力流沉积物的充填作用减弱，向后退缩形成浊积扇体。

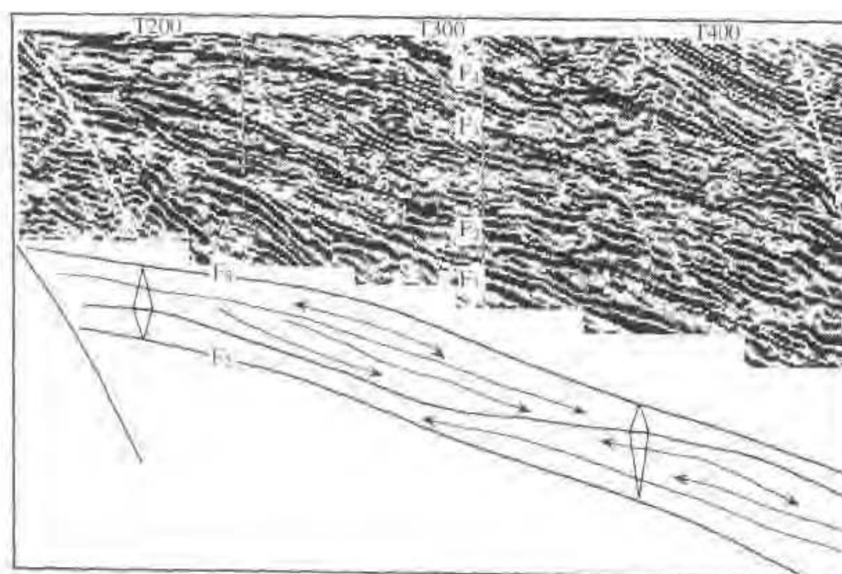


图 5-9　地震剖面地层旋回界面反射特征及其旋回划分

二、地层对比与厚层充填浊积岩顶部“油帽子”的成因解释

沙三段油气产层主要为浊流水道相、辫状水道相与层状浊积岩相。尽管厚层充填浊积岩相厚度大、岩性粗，但主要为干层或水层，仅在顶部数米或十余米的砂层或薄层砂泥岩中产油气，形成所谓“油帽子”特征。

时间地层单元对比结果表明，厚层浊积岩与顶部的“油帽子”并不是同时间沉积（图 5-10）。厚层充填浊积岩主要形成于区域基准面下降期，该时期湖底扇向盆地进积，斜坡高部位由于可容纳空间较低，重力流沉积物路过或沉积厚度很薄，沟谷主要起搬运沉积物的作用。湖底扇的堆积作用首先发生在断层下掉形成的下台阶或古地貌控制的局部洼地，扇体多次进积叠加在断层下降盘形成巨厚砂砾岩体，即厚层充填浊积岩相（图 5-11A）。基准面上升时，湖盆扩张，扇体大面积退缩。由于西部凹陷湖底扇事件性沉积作用十分明显，湖底扇退缩时，物源供给显著减少，进积的厚层砂砾岩向上迅速变为规模不大的辫状

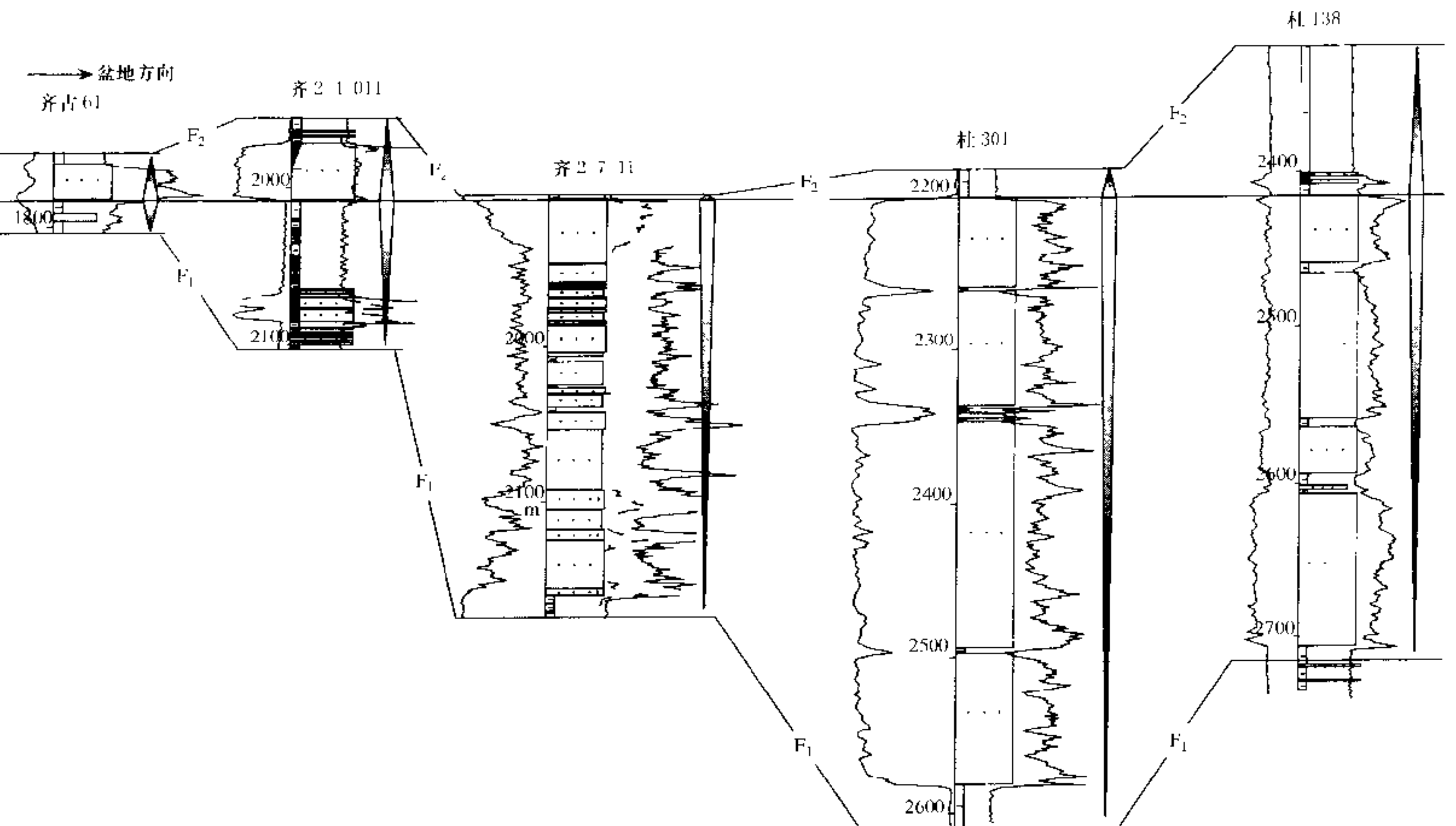
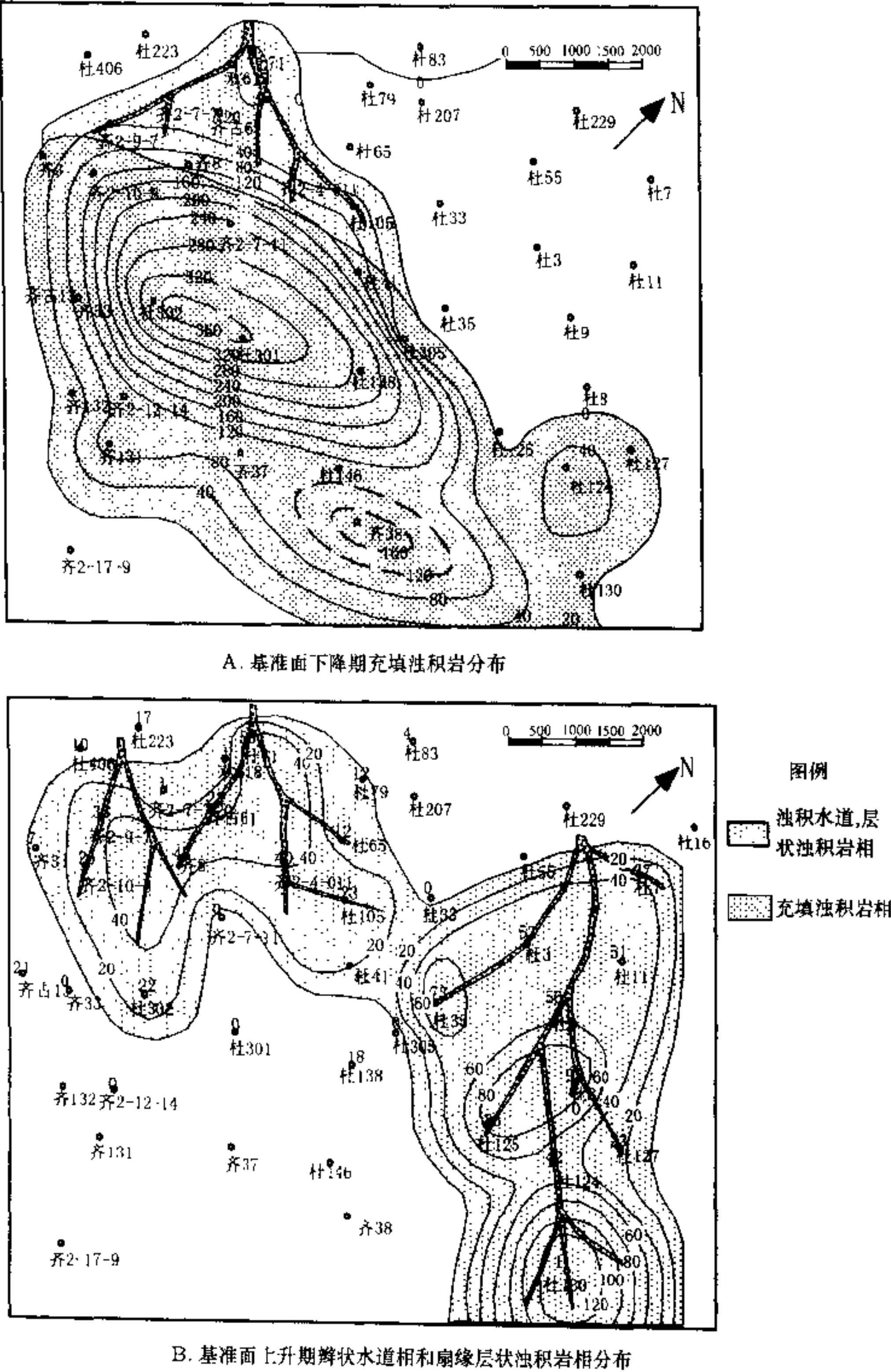


图 5-10 湖底扇充填浊积岩与“油帽子”的层序地层位置及砂体对比关系

剖面中岩心深度单位为米

水道砂岩相或扇缘部位的薄层层状浊积岩相。湖底扇主体沉积位置发生转移，辫状河道为主要砂体成因类型（图 5-11B）。与此同时，在斜坡或辫状河道发育的沟槽部位，由于可容纳空间增大，河道开始发生充填作用并形成典型向上变细的沉积旋回。



A. 基准面下降期充填浊积岩分布

B. 基准面上升期辫状水道相和扇缘层状浊积岩相分布

图 5-11　基准面变化过程中湖底扇沉积相构成及其平面分布

湖水扩张时期的辫状河道或扇缘沉积物平面上与湖相泥岩呈指状互层或透镜状，易形成良好的岩性圈闭 当沿上倾方向有断层发育时，由于层薄，断层两侧“砂”对“泥”，断层往往对油气聚集起遮挡作用，又可以形成构造-岩性圈闭。湖水扩张、扇体退缩时，扇缘沉积物沉积分异和分选作用增强，成熟度提高，物性变好，因而成为沙三段主要油气产层 形成于基准面下降期的充填浊积岩相由于沉积厚度大，分布范围广，侧向连通性好，当有断层发育时，断层两侧易出现“砂”对“砂”情况，断层很难形成侧向遮挡或封堵条件，对油气聚集不利。

由此可以得出这样的结论，沙三段各基准面旋回的上升时期形成的砂砾岩体为有利于油气聚集的储层，而基准面下降期形成的厚层充填浊积岩不利于油气聚集

第六章　湖相沉积地层层序划分与储层预测

湖相盆地层序形成的控制因素与海相盆地有较大的差异，层序的发育特征与海相盆地也存在着一定的区别。但湖相地层由于其构造运动的旋回性、边界断层的间歇性，气候变化的周期性等，必然产生地层基准面的周期性升降、湖水面规律性的扩张与收缩、沉积物供给速率的变化以及最终的可供沉积物堆积的空间变化，由此形成湖相地层成因上有联系、时空演化上有规律可循的地层分布型式。这是湖相层序地层分析的基础。

在湖相沉积地层中，地层层序的划分也是首先应识别地层记录中的反映多级次基准面旋回的地层旋回。识别过程中应注意以下几个问题：

（1）钻井主要基准面旋回界面的确定。前已述及，钻井、测井资料是高频基准面旋回识别的基础，但在众多的短期旋回中，主要旋回界面的确定是十分重要的。因为一方面它可以确保钻井短期旋回对比“不穿层”；另一方面，在低勘探程度地区，它可以用来进行区域等时地层对比。钻井主要基准面旋回界面的确定除了需要了解研究区地层的沉积演化阶段等一般信息外，还可以通过两种方法来进行：一是通过短期旋回叠加样式变化的分析，短期旋回叠加样式的转换处（如进积叠加样式变为退积叠加样式等）常是主要旋回界面，因为它反映了沉积体系或沉积相的转变；二是通过地震剖面上识别出来的地震层序界面标定钻井旋回界面。由于地震与钻井分辨率的差异，两者之间可能有一定深度差，地震层序界面只能标定到钻井的某一深度段，具体的边界位置再靠钻井、测井特征进一步确定。

（2）最大湖泛面的识别。在区域基准面旋回的变化中，最大湖泛面出现在基准面上升和下降的转换位置，是可容纳空间最大时的沉积。其概念与经典层序地层学中密集段的概念大致一样，因此，海相密集段的一般识别标志也可用于最大湖泛面，如密集段为最大海泛面，在地震剖面上常表现为最大上超面，其上具下超反射结构等。最大湖泛面也处在湖水不断扩张产生的地层的逐步上超向下超面的转换位置，因而常与下超面一致。

这里要注意的是，与海盆相比，湖盆具有盆地规模小、物源近、沉积速率快的特点，因此湖相密集段常表现为具有一定厚度的泥质岩发育段，而不是如海相密集段那样，为“半远洋或远洋沉积物在缓慢沉积作用下形成的、一个连续的、薄层的泥岩段或面”。最大湖泛面在地震剖面上有时表现为较平缓的、连续的、强振幅反射同相轴，有时由于泥岩厚度较大、与其邻近层段地层的密度差较小而在地震上以持续一定厚度、连续性较差、振幅较弱的反射为特征。如渤中凹陷东营组的最大湖泛面在钻井剖面上即表现为厚度约为300 m的泥质岩发育段。这时就需要用组合测井曲线，如自然伽马、密度测井等对泥质含量反应灵敏的测井系列，并与实验室分析化验资料结合来确定一个可对比的具体界线。在地震剖面中，对于进积反射几何形态不存在或不发育的地区，湖泛面具体位置的确定可通过井一震标定过程来完成。

（3）地震强反射同相轴与层序界面。众所周知，地震剖面中的同相轴是地层中岩性具

有较强波阻抗差时产生的物理界面，当层序界面为较大不整合时，由于长时间的剥蚀作用造成的沉积间断，层序界面可能是表现为强同相轴的不整合面。但在某些情况下，特别是在陆上不整合并不发育的湖相地层中，当层序界面上下物性差异不明显时，层序界面并不表现为强同相轴，而连续性好、中强振幅的反射同相轴常代表较大的湖泛面。因此，在以湖相为主的地层中，地震层序界面的确定需要通过地震反射的几何形态分析。此外，较易识别的湖泛面的优先确定也可帮助识别层序界面。

第一节　美国中西部尤英塔盆地始新世河湖相沉积高分辨率层序地层划分与对比

一、区域地质背景

尤英塔盆地位于美国中西部落基山脉，为早第三纪东西向延伸的大型山间凹陷盆地。北部以尤英塔隆起为界，东部以 Douglas Creek 背斜与 Piceance 盆地相隔，西部为 Wasatch 山脉褶皱带和逆掩带，南部为科罗拉多高原。

盆地可划分为两个构造-地层旋回期。下部白垩系为受 Sevier 逆冲带和海平面升降双重控制的前陆盆地沉积，以白垩系 Moncos 组厚层海相页岩和 Mesaverde 组海岸平原沉积为特征。白垩纪末期基准面上升、海水退出，不整合面之上沉积了代表山间盆地构造旋回的巨厚的下第三系陆源碎屑地层，以古新世—早始新世的 Wasatch 组上部和 Green River 组的河湖相沉积为特征；中—晚始新世湖盆开始收缩，盆地呈北陡南缓的不对称状。研究区位于盆地南部缓翼的 Bruin Point 地区的 Sunnyside Carbon 县。地层向东北方向呈 3°~8°平缓倾斜。研究层序主要为早始新世沉积的 Wasatch 组上部和早—中始新世沉积的 Green River 组，它们为盆地的主要含油层系，由源自东南科罗拉多高原的河流体系形成的河流三角洲—湖相沉积组成。

研究层段下部地表冲刷不整合发育，表明盆地发育中早期普遍存在的基准面穿越旋回。此时，盆地基底下降显著，地形坡度大，基准面上升时提供了足够的可容纳空间。加之沉积物堆积速率高（$A/S \approx 1$），因而保存了大厚度的冲积三角洲平原河道沉积。至中期，基准面持续下沉，但构造运动减弱，古地形趋于平缓，沉积物补给速率也明显降低，湖盆范围广但水体浅。此时湖水大面积扩张与收缩明显改变着（增加或减少）盆地提供可容纳空间，形成研究区广泛发育的三角洲相、湖泊边缘相与开阔湖相指状交互沉积。

二、相域与相序

建立在沉积模式类比法基础上的传统的相分析认为，沉积相仅是该沉积环境中沉积作用的产物，并不考虑由于在基准面旋回中所处位置的不同，可供沉积物堆积的可容纳空间的变化会导致同一沉积体系、相同环境沉积的沉积物在地层和沉积特征方面的差异。

建立在基准面和可容纳空间动力学观点上的相分析则认为，相同沉积体系中沉积物的体积分配、沉积物的保存程度、地层堆积样式和相序、相组合特征不是固定不变的，而是其在基准面旋回中所处的位置和可容纳空间的函数。因而用沉积动力学的观点分析沉积物堆积期间基准面的变化导致可容纳空间的变化来解释地层结构和沉积学特征，在根本上不同于传统的静止的相模式类比与相分析法。

研究层段 Wasatch 组上部和 Green River 组河湖相沉积由成因上相关的、侧向上彼此相

邻的三个相域组成，即河流三角洲相域、湖泊边缘相域和开阔湖相域。

（一）河流三角洲相域

河流三角洲相域可进一步划分为上三角洲平原和下三角洲平原相。前者以分支河道砂为主，夹冲积平原相的决口扇砂岩和泥岩；后者为分支河道砂岩与扩张或收缩期湖相泥岩、浅水碳酸盐岩互层。

基准面上升、高可容纳空间时期，上三角洲平原分支河道相为由厚度较大的、多个相互叠置、底形发育完整的向上变细的河道砂岩组成，并与河间冲积平原泥岩和决口扇砂岩形成组合（图 6-1A），表明为高的可容纳空间与沉积物供给比（*A/S* 值）。低可容纳空间分支河道相则具底形发育不完全（仅单一大型槽状交错层）、相互切割的复合河道形态，并与较薄的冲积平原相泥岩组合，一般不发育决口扇沉积（图 6-1B），反映了较小的 *A/S* 值。

A—高可容纳空间　　B—低可容纳空间

图 6-1　上三角洲平原相序特征

下三角洲平原基准面上升时，高可容纳空间分支河道相序与上三角洲平原高 *A/S* 值时形成的分支河道相类似（图 6-2A），但顶部砂岩受扩张湖水的改造作用，浪成交错层、生物扰动构造发育，与湖泊边缘相砂、泥岩、碳酸盐岩形成组合。可容纳空间减少时，分

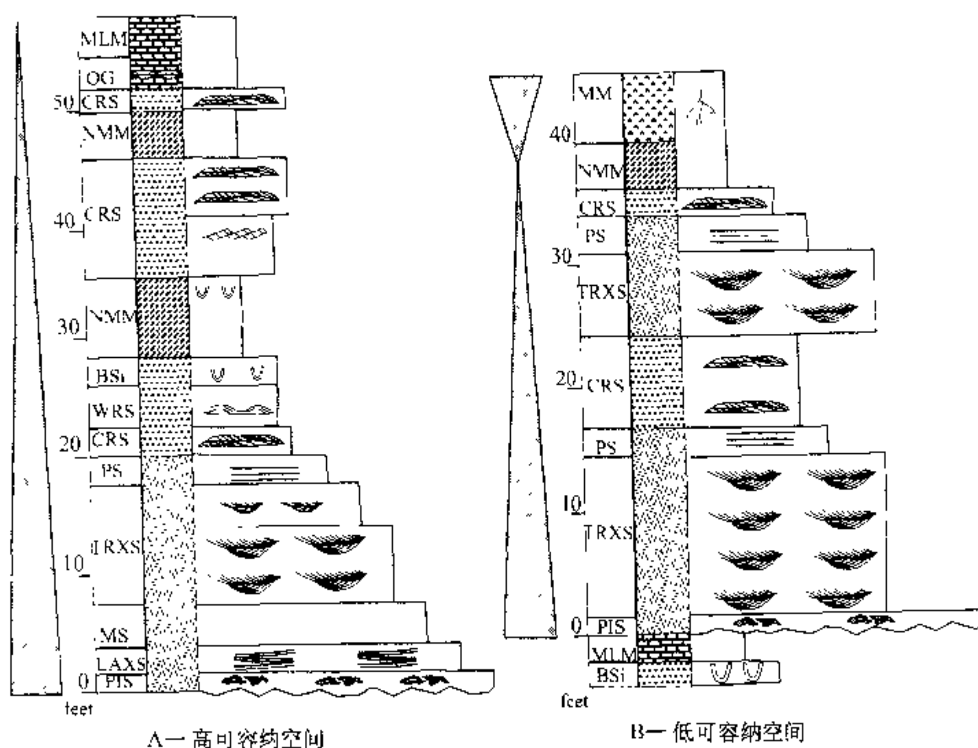


图 6-2　下三角洲平原相序特征

支河道砂岩则与沉积于水下又暴露于水上的杂色泥岩、土壤层形成组合（图 6-2B）。

（二）湖泊边缘相域

三角洲发育区以基准面下降期形成的向上变浅的河口坝相组合为特征。三角洲地区湖水收缩时，以反映基准面下降、可容纳空间减少的块状灰岩→藻灰岩→角砾状灰岩的向上变浅的相组合或泥坪相组合为特征（图 6-3）。湖水扩张时，反映可容纳空间增大的砂泥滩相互层组合。

（三）开阔湖相域

近岸开阔湖相当于基准面上升、可容纳空间增加时，为具退积样式（反映水体变深）的碳酸盐岩滩坝组合。远岸开阔湖相则为泥灰岩、纹层状钙质泥岩夹油页岩组合(图 6-3)。油页岩代表高可容纳空间湖水最大洪泛期沉积。

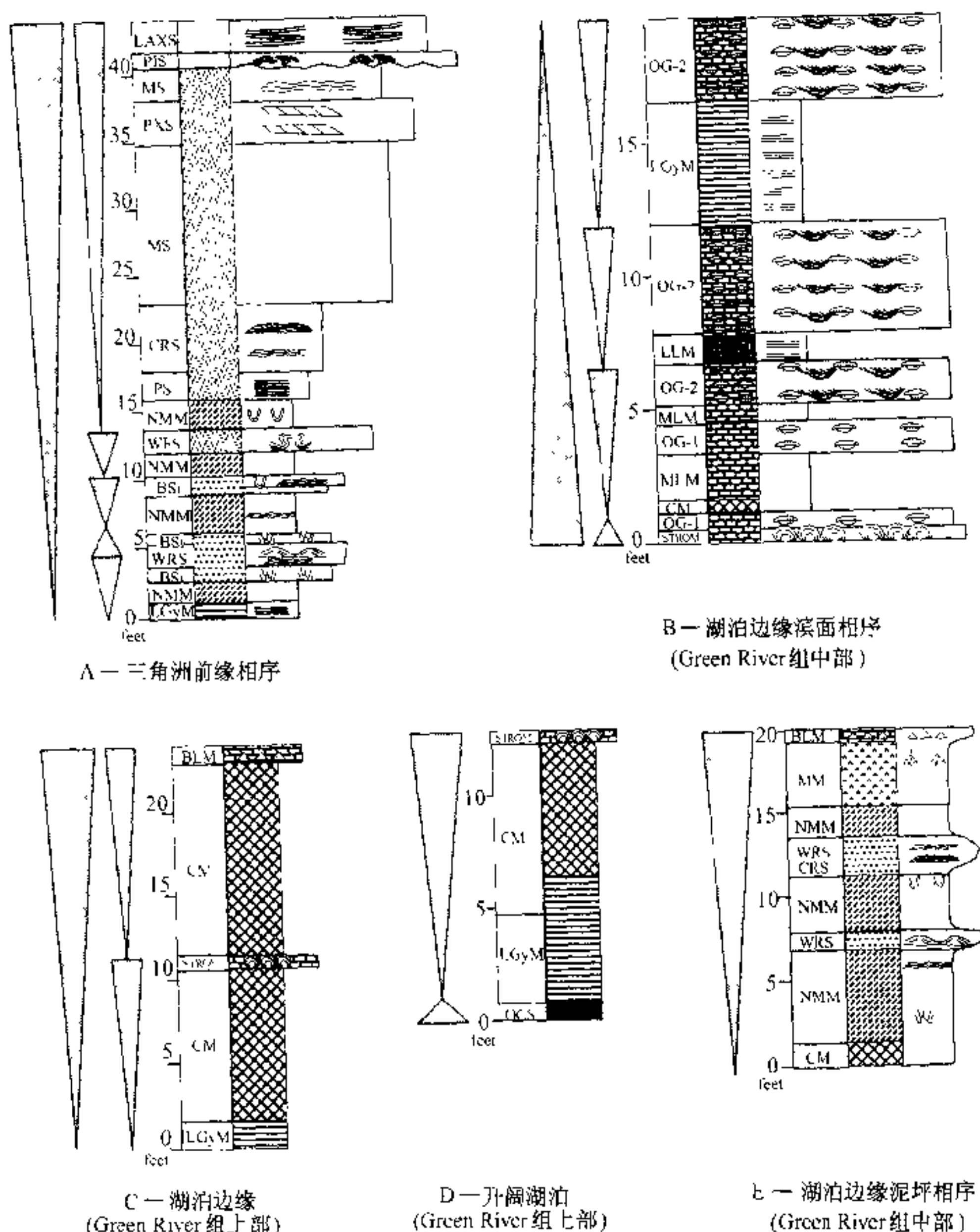
三、地层旋回

研究层段可以识别出三种空间和时间规模的地层旋回，即短期、中期和长期旋回。不论规模大小，均反映了不同级次的完整的基准面上升—下降旋回。

（一）短期地层旋回

短期地层旋回为形成于成因上相关的环境中的岩相组合，记录了一个短期基准面旋回可容纳空间由增加到减少的过程。

河流三角洲相域短期旋回界线为代表基准面下降期的地表冲刷不整合面。在湖泊边缘相域为沉积物路过或既未沉积又未侵蚀的非沉积作用面，如植根发育的土壤薄层、淋滤作用形成的角砾状泥岩、灰岩。在某些地方短期旋回表现为连续的岩石序列，旋回界线则为



A—三角洲前缘相序

B—湖泊边缘滨面相序
(Green River组中部)

C—湖泊边缘
(Green River组上部)

D—开阔湖泊
(Green River组上部)

E—湖泊边缘泥坪相序
(Green River组中部)

图6-3　湖泊边缘和开阔湖相域的相序特征

岩相类型或相组合发生明显变化的转折位置，如泥坪相突变为碳酸盐滩坝的位置。

（二）中期地层旋回

可以识别出四个由短期地层旋回组成的中期地层旋回，自下而上分别命名为MSC1、MSC2、MSC3、MSC4。

（1）MSC1旋回：由三个河道砂岩和冲积平原相泥岩组成的短期旋回构成，厚约150 m，该中期旋回底界面为冲刷不整合面，顶界面为上覆中期旋回底界不整合面。自下而上河道砂岩逐渐由相互切割的具复合河道带充填形态的砂岩→较少叠置的底形发育较完全的河道砂岩→孤立的底形保存完全的河道砂岩。与河道砂岩相组合的冲积平原泥岩厚度也逐

渐增大。上部短期旋回顶部则为湖相砂泥岩，记录了中期基准面旋回最大可容纳空间的沉积。因此该中期旋回形成于中期基准面上升时期，下降时期以顶部不整合为代表。

（2）MSC2 旋回：由 8 个分支河道砂岩与湖泊边缘相泥岩组成的短期旋回构成，厚约 130 m。短期旋回垂向上呈退积到进积叠加样式，组成中期对称旋回，记录了中期基准面上升到下降时期的沉积。最大可容纳空间沉积物为旋回中上部的湖相灰岩、介形虫灰岩，代表了中期基准面上升到下降的转换位置。

（3）MSC3 旋回：由 7 个短期旋回构成，厚约 60～70 m。短期旋回多代表基准面上升时期的碳酸盐滩坝相和代表基准面下降时期的泥坪或碳酸盐坪组成。中期旋回的下部为进积的碳酸盐滩坝相，上部则以湖泊边缘硅质碎屑岩相组合主体，顶部以三角洲的进积作用告终，反映一个中期基准面上升到下降旋回。

（4）MSC4 旋回：由开阔湖相灰岩、泥灰岩、钙质泥岩与油页岩构成的向上变浅的非对称短期旋回为主组成，少量为湖泊边缘相对称旋回，总体代表一个中期基准面上升到下降旋回。中期旋回最大可容纳空间时期的沉积为油页岩集中发育段。

四、成因地层单元与高分辨率层序地层对比

在识别出研究层段 MSC2 和 MSC3 短期、中期、长期旋回的基础上，以顶部首次出现湖泛油页岩沉积为区域标志层，建立了研究区的高分辨率地层对比格架（图 6-4、图 6-5）。成因地层单元的识别是描述中期、长期基准面旋回并进行高分辨率等时地层对比的基础。研究区成因单元的边界为反映短期基准面旋回的地层边界，侧向上同一成因单元内沉积物的体积分配、旋回对称性变化、相分异特征十分明显。如前所述，研究层段处于湖盆演化长期基准面上升时期。在长期基准面旋回下部，即低可容纳空间时期，上三角洲平原相域主要为基准面上升时期形成的分支河道相（具低可容纳空间相组合特征）和河道间沉积组成的不对称旋回，基准面下降期表现为侵蚀不整合。向湖盆方向则变为基准面上升时期形成的分支河道相和基准面下降时期形成的湖泊边缘相或河口坝构成的对称旋回。在长期基准面旋回中下部，由于可容纳空间增加，成因单元的下三角洲平原相域由基准面上升时期的分支河道相（具高可容纳空间相组合特征）和扩张湖泊边缘相组成。基准面下降时期表现为侵蚀不整合，向湖盆方向则为厚度较大、反映基准面上升的具退积叠加样式的碳酸盐滩坝组合与厚度较薄的基准面下降时期的湖泊边缘相组合。处于基准面旋回中上部的成因单元，由于可容纳空间进一步增加，三角洲向浅水湖泊方向则表现为由基准面上升期形成的碳酸盐滩坝相和基准面下降期形成的泥坪相的对称性较强的旋回组成。

纵向上，在盆地的不同演化阶段、成因单元的对称性、各沉积相域所占体积比、中期基准面旋回的地层结构也有显著差异。在研究层段，其特点自下而上表现为，由反映基准面上升的非对称旋回到基准面上升与下降均保存下来的对称旋回，再过渡到仅具基准面下降期间形成的非对称旋回为主。

高分辨率等时对比格架建立以后，根据成因层序之间的堆积样式与其在长期基准面旋回中的位置关系，成因地层单元内体积分配及其在相互叠置的短期地层旋回内的关系，可预测未知地区的相域分布与相特征。同时根据具有时间意义的地层界面与流体流动单元岩石物理边界一致性的原理，该高分辨率对比格架还可成为流体流动数值模拟的岩石物理模型。

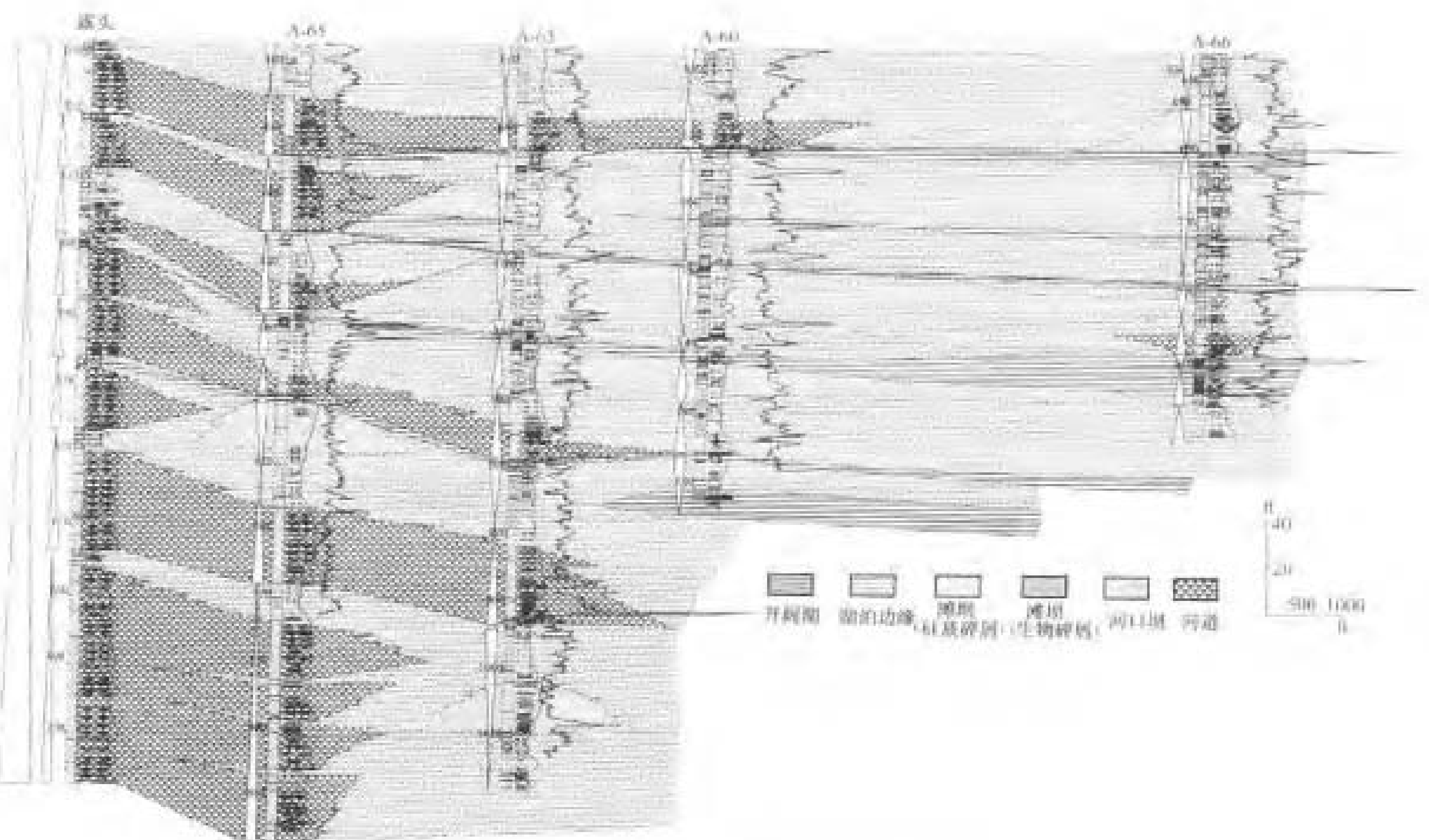


图6-4 河流-三角洲沉积体系高分辨率层序地层对比剖面(MSC2)

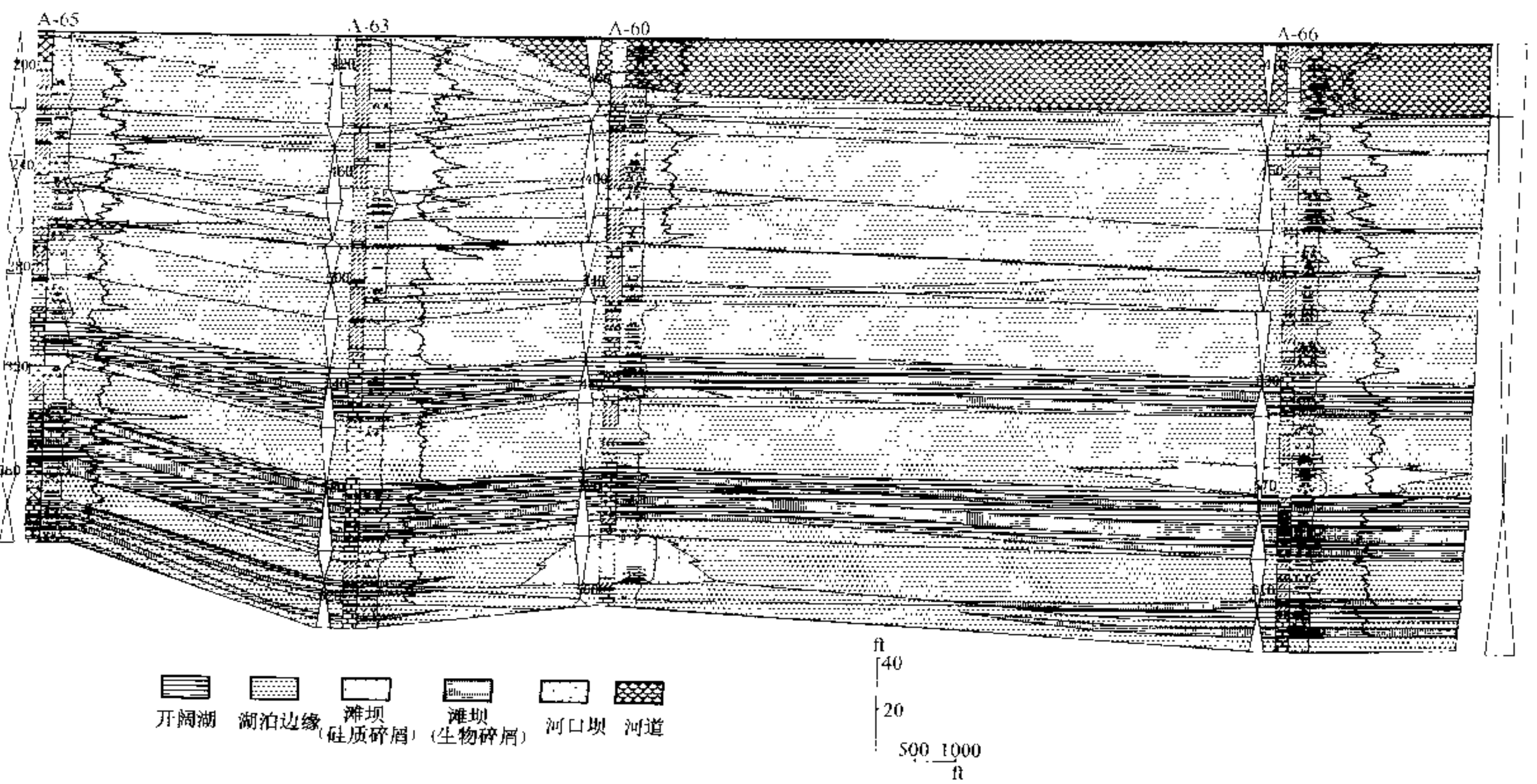


图 6-5 湖泊边缘相高分辨率层序地层对比剖面(MSC3)

第二节　东濮凹陷前梨园洼陷下第三系湖相地层层序分析

一、区域地质背景

前梨园洼陷位于东濮凹陷东北部，面积约300 km^2，是东濮凹陷面积最大、成烃条件最好的生油洼陷。受兰聊、黄河、杜寨等断层的控制，区内下第三系厚达6000 m，主要研究层段沙三段三亚段—四亚段沉积厚度达1500 m，岩性为深灰色泥（页）岩与灰色粉砂岩不等厚互层。

沙三段三亚段—四亚段沉积时期，前梨园洼陷为受北北东方向断裂控制的东陡西缓的狭长形断槽。由于湖盆狭窄，陡坡、缓坡及长轴方向的物源补给体系均对凹陷中心的沉积充填起重要作用。洼陷西斜坡存在高密度浊流和湖盆三角洲体系，是洼陷中、北部沉积充填和重要物源补给体系之一；洼陷东部陡坡的水下扇、滑塌浊积扇对洼陷南部的充填起着重要作用。东部陡坡水下扇由于东部边界断层系活动的不均一性，使洼陷南、北部物源体系也存在差异性。杜寨断层北段上升盘发育远岸水下扇—滑塌浊积扇体系；南段兰聊断层前缘发育近岸水下扇体系，可能与杜寨断层的前缘滑塌浊积扇连为一体，规模较大。

上述构造、地形及沉积物源补给特征是控制洼陷层序形成和沉积特征的主要因素。

二、钻井高分辨率层序地层格架

钻井高分辨率层序划分与对比是在确定层序界面和地层旋回的基础上，通过不同级次地层基准面旋回的划分与对比来实现的。

（一）地层旋回的识别

1. 岩性剖面上短期旋回的识别

根据取心井段的岩相类型、相序或相组合的变化，可以识别出以下几种短期旋回类型：

（1）基准面上升、可容纳空间增大时的重力流水道沉积。自下而上为冲刷面（或砂、泥突变接触面）→含砾中细砂岩相（递变层理粉细砂岩相）→块状粉砂岩相→平行层理粉砂岩相（或波状层理粉砂岩相），并与深湖相或较深水湖相深灰色、灰黑色泥岩、泥页岩相组合。旋回底部界面形成于重力流沉积物路过搬运时产生的轻微冲刷作用或既无冲刷又无沉积的沉积间断面（图6-6A）。岩相类型丰富，向上发育完全，*A/S* 值较高。此类型多出现在研究层段中上部。

（2）基准面下降、可容纳空间减小时的重力流水道沉积。由数个相互切割，纵向上叠置的复合水道砂体组成。单个砂体具向上变细的旋回，层理、岩相类型单一，主要由递变层理砂岩和块状层理粉砂岩组成。整体上单砂层厚度有向上变大，粒度变粗的趋势，表明由于沉积物补给速度的增加，导致 *A/S* 值逐渐减小（图6-6B）。该类型多出现在研究层段下部。

（3）基准面上升、可容纳空间增大时的浊流溢岸沉积。由块状层理粉砂岩相与湖相灰色泥岩互层组成。粉砂岩厚度一般较薄，数十厘米，与互层泥岩呈突变接触。自下而上砂岩厚度减薄，泥岩厚度增大、变纯，表明 *A/S* 值的增加（图6-6C）。

（4）基准面下降、可容纳空间减少时的水道间溢岸沉积。由粉砂岩与湖相泥岩互层组

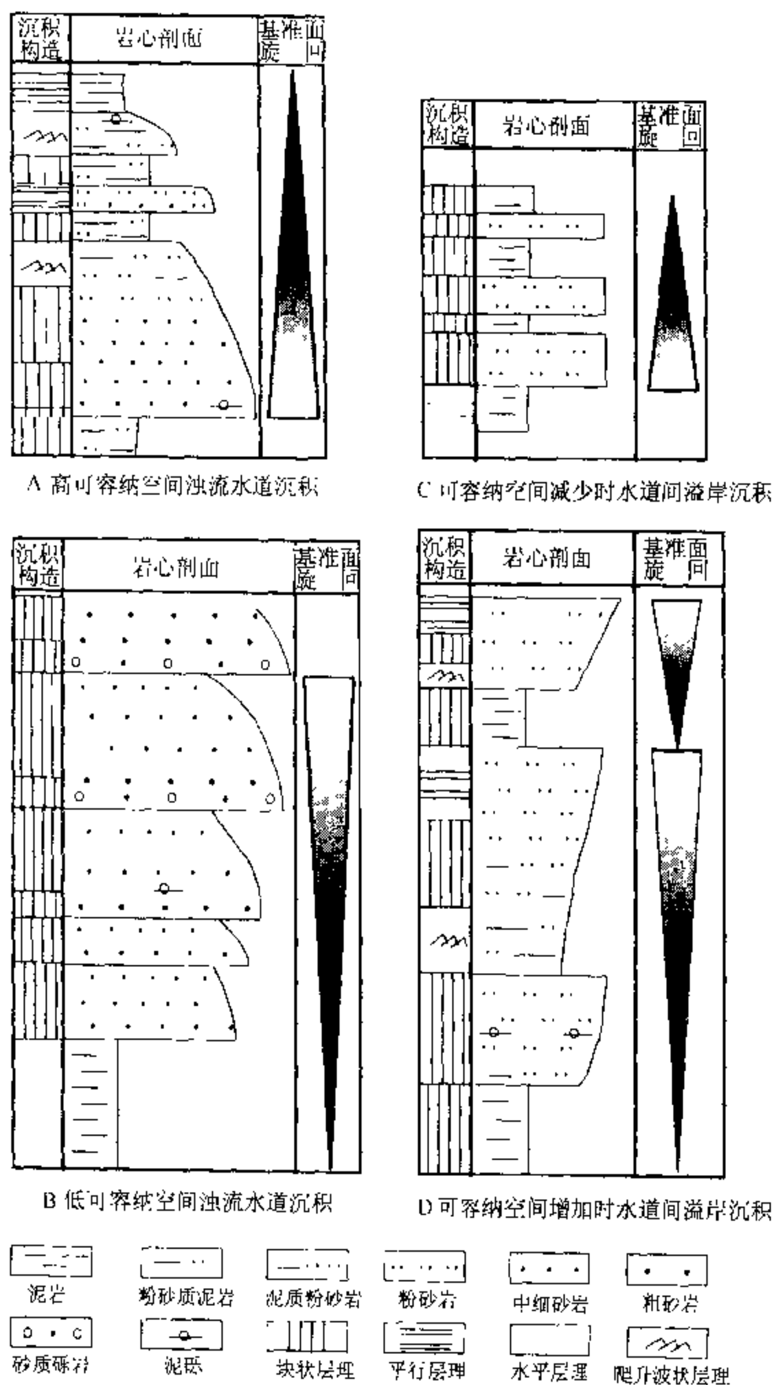


图 6-6　不同短期地层旋回的沉积特征

成。单个砂层呈向上变粗韵律，厚度一般约 1 m。泥质粉砂岩具波状层理、变形层理。下部泥质岩较纯，纹理发育，向上粉砂质增多或夹粉砂条带，表明由于溢岸沉积物的增多，*A/S* 值下降（图 6-6D）。

2. 测井曲线上地层旋回的识别

根据研究层段地层的岩性特点，选择以自然伽马测井曲线为主，电阻率与自然电位曲线为辅的测井系列划分地层基准面旋回。测井曲线基准面旋回的确定，特别是层序界面性

质的确定，是在取心井段岩-电标定的基础上进行的。也就是说，首先要利用取心井建立短期旋回的岩相组合与测井响应的对应模型，然后再运用到非取心井中去。

中期地层基准面旋回的确定是在对短期基准面旋回叠加样式分析的基础上进行的。研究层段中期基准面旋回的测井响应包括以下几种类型：

（1）进积-退积对称型。该类型在测井曲线形态上表现为由进积叠加样式渐变过渡到退积叠加样式（图6-7）。对应的岩性剖面则表现为旋回下部单层砂岩厚度向上增厚，粒度

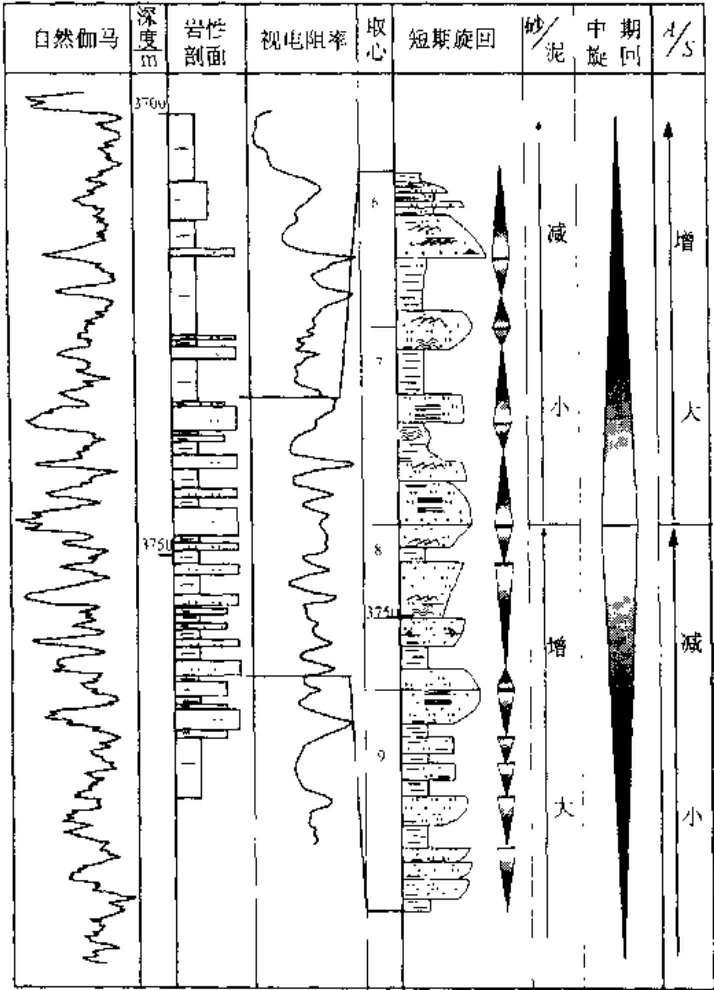


图6-7　进积-退积对称型中期基准面旋回岩性-电性响应

变粗，泥质含量减少，泥岩夹层厚度减薄；旋回上部砂岩厚度逐渐减薄，粒度变细，泥质含量增加，泥岩夹层厚度增加。旋回对称轴或基准面旋回由下降到上升的转换位置位于中部厚层砂岩内部。下部短期旋回叠加样式呈进积型，岩相类型较单一，主要由递变层理砂岩相和块状层理粉砂岩相组成，砂岩厚度有向上变大、粒度变粗的趋势；上部短期旋回叠加样式呈退积型，岩相类型较下部明显增多，除递变层理、块状层理粉砂岩相外，可见平行层理粉砂岩相，波状层理粉砂岩相，砂岩厚度向上减小，粒度变细的趋势明显。

该类型旋回的形成可能与浊流沉积物供给通量的变化导致 A/S 值的变化有关，反映 A/S 值由减小到增大的过程。

(2) 进积非对称型。测井曲线形态由以砂质沉积为主的进积叠加样式突变为泥质沉积的微锯齿状平滑型(图 6-8)。表明基准面逐渐下降到最小可容纳空间($A/S\to0$)，然后突然上升、水体迅速变深的过程。基准面上升旋回以砂岩顶部的非沉积作用面为代表，或表现为薄层洪泛层泥质沉积。该类型可能形成于浊流沉积物补给的迅速停止或湖水洪泛作用。

(3) 退积非对称型。测井曲线表现为由泥质沉积的微锯齿型平滑曲线突变为以砂质沉积为主的呈退积叠加样式的曲线形态（图 6-9）。其形成于稳定的较深水湖相沉积背景下，或由于基准面突然下降，或沉积物补给突然增加，A/S 值迅速减小条件下的沉积作用。基准面下降旋回由沉积物路过产生的沉积间断面或薄层反旋回砂质沉积代表。基准面上升旋回期间的沉积作用则表现出相对的渐变性，形成旋回的非对称特征。

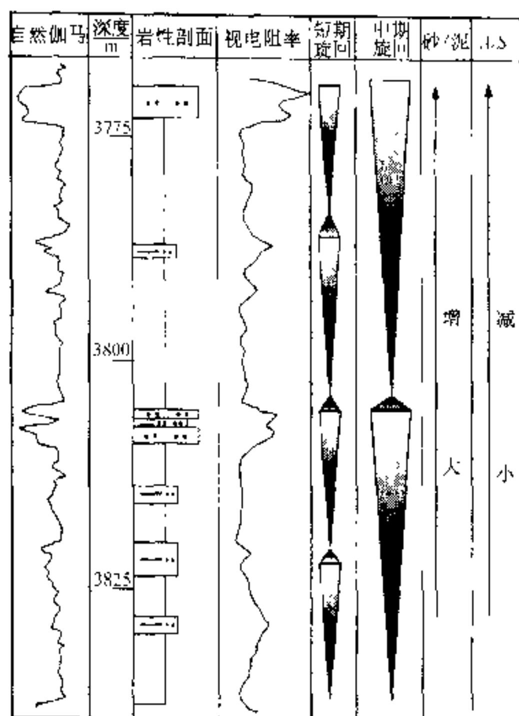


图 6-8 进积非对称型中期基准面旋回的岩性-电性响应

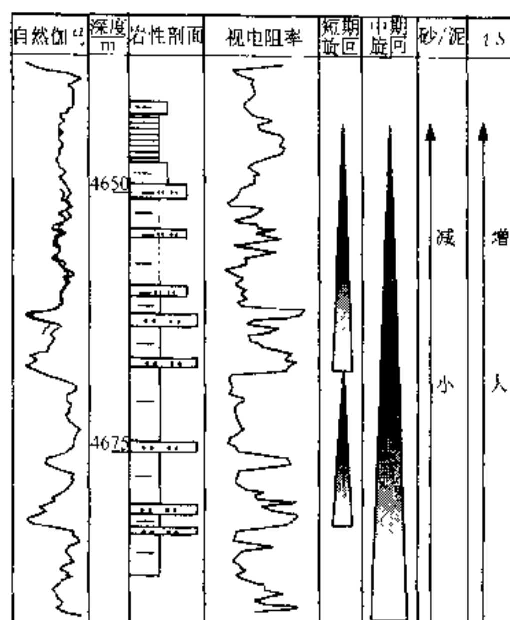


图 6-9 退积非对称型中期基准面旋回的岩性-电性响应

(二) 一维剖面地层旋回的划分

高分辨率层序地层划分及地层格架的建立是在一维剖面多级次地层旋回识别的基础上进行的。在研究层段内可以识别出短期、中期、长期三种规模的地层旋回。不论其规模的大小，均代表了相应级次的基准面旋回。

1. 长期基准面旋回

研究层段发育三个较大的湖泛面，据此将其划分为 3 个由于长期基准面变化产生的地层旋回，自下而上分别命名为 LSC1、LSC2、LSC3。每一个长期旋回均由 3～4 个中期旋回组成。三个长期旋回均为对称性旋回，下部旋回的非对称性较上部明显，即组成完整旋回的基准面上升期沉积厚度大于基准面下降期沉积的厚度，表明沙三段三亚段—四亚段中下部形成于盆地基底不断沉降，湖盆范围不断扩大的强烈断陷阶段。

地震层序与钻井长期旋回的对应关系如图 6-10 所示。

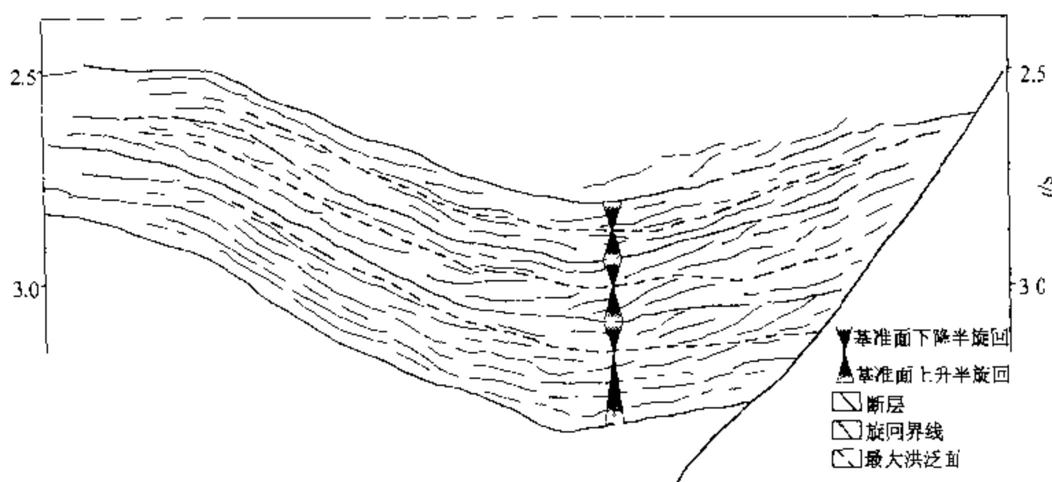


图 6-10 地震剖面上识别出的长期基准面旋回

2. 中期基准面旋回

中期地层旋回主要是根据短期旋回的叠加样式确定的。一个完整的中期旋回由一系列具有进积、加积和退积叠加样式的短期旋回组成。但在盆地的某些位置，中期旋回发育并不完整，即具明显的不对称性。基准面下降半旋回沉积物厚度大，发育完全，而上升半旋回仅表现为沉积间断面或很薄的湖泛泥岩层。

研究层段共划分出 11 个中期地层旋回。由钻井剖面较全的沙三段三亚段中期旋回看，旋回对称性的变化与剖面所在盆地中的位置有关，在盆地中心部位以对称性旋回为主，盆地边缘部位及大断层的两侧某些部位则非对称性增加。

中期旋回的形成控制因素较多，除构造因素外、湖水扩张与收缩、盆内较大同生断层上升盘形成的局部再搬运物源的补给，均可导致中期旋回发育特征上的差异。

3. 短期基准面旋回

短期地层旋回由进积、退积或加积的地层单元组成，形成于短期基准面旋回的变化，短期旋回主要根据相的结构与相序变化确定。研究层段的短期旋回主要呈对称状，即上升旋回向下降旋回转换仅表现为相或相序类型的变化。但沙三段三亚段下部旋回在盆地边缘或盆内基底断裂附近，常出现以沉积间断面为顶部边界的进积沉积单元，即表现为缺少基准面上升期沉积物的非对称旋回。根据取心井段观察，这些沉积间断面多为砂、泥突变接触面，没有明显的冲刷作用，主要为滑塌—浊积沉积物路过时产生的轻微冲刷作用或沉积供给突然减少或停止形成的沉积间断面。短期旋回的形成主要受沉积物补给速率的变化控制。

（三）高分辨率层序地层对比

在单井各级次基准面旋回划分的基础上，运用前述等对比理论与方法，建立了洼陷内高分辨率地层对比格架（图 6-11）。

在此地层格架中，由洼陷边缘到中心，地层剖面的旋回厚度、对称性变化均有一定规律可循。由于洼陷内沙三段主要为水下沉积，基准面上升与下降时期形成的沉积物均在不同程度上得以保存，因而地层旋回以对称型为主。但由盆地边缘到洼陷腹部，中期与短期

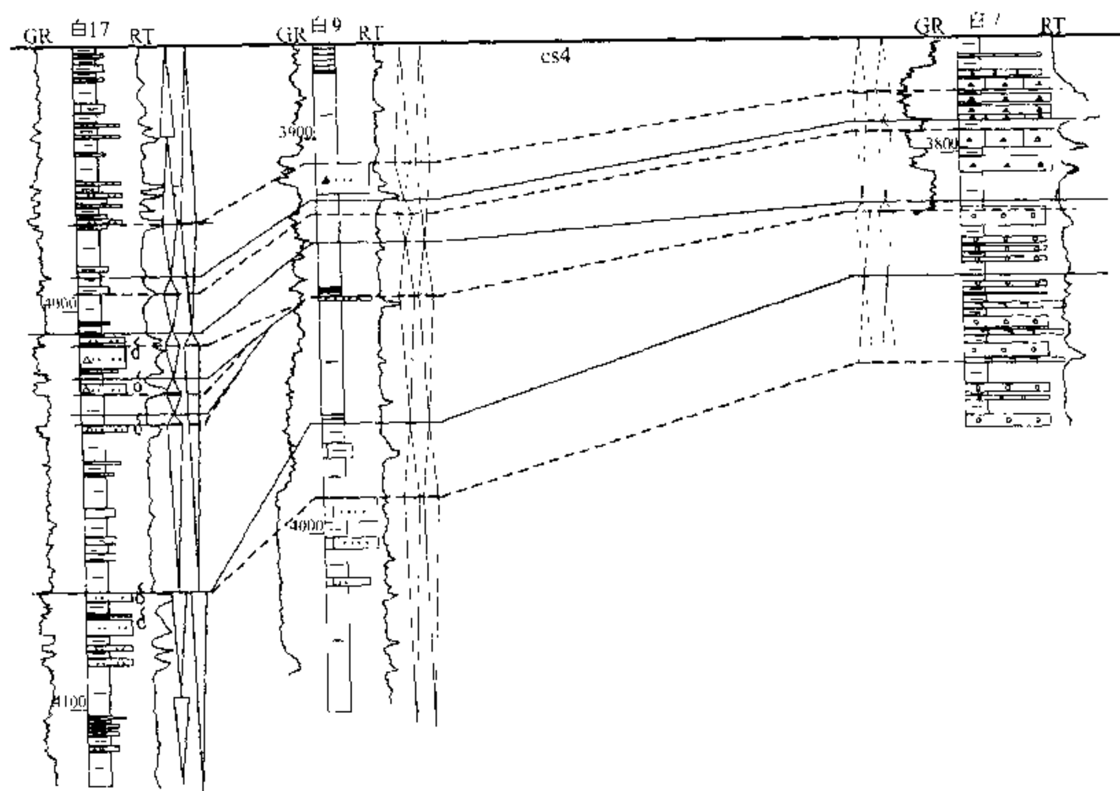


图 6-11　研究区某一旋回高分辨率层序地层对比格架

旋回的对称程度都发生着变化，局部甚至出现非对称旋回。基准面上升期与下降期的沉积物厚度变化呈现一定的规律性：近盆地边界兰聊断层的沉积（白 7 井一带）以基准面下降旋回为主，向盆地方向位于兰聊断层与杜寨断层之间的广大地区以对称性旋回为主（白 9 井一带），至杜寨断裂带附近又以基准面下降旋回为主（白 17 井附近），再向洼陷中心，旋回的对称性逐渐增加（濮深 10 井以西）。

前梨园洼陷由盆地边缘至中心，旋回对称性的变化与边界断裂带断层活动形成的台阶式古地形密切相关。沙三段三亚段—四亚段沉积时期，由于洼陷东部西倾正断层的剧烈活动，在洼陷东侧至少产生两个明显的台阶。第一个台阶位于兰聊断层下降盘，第二个台阶位于杜寨断层下降盘。第一个台阶近兰聊断裂前缘，主要堆积了冲积扇及近岸水下扇沉积物。当基准面下降时，由于近物源，坡度陡，沉积物大量补给，沉积速率高，$A/S<1$，进积作用产生，形成厚层的向上变浅的冲积、洪积砂砾岩沉积，局部时期暴露于水面之上，形成以红色沉积为代表的冲刷不整合；基准面上升时，湖水扩张，淹没冲积扇，发生微弱水进冲刷作用（表现为砂砾岩顶界面与湖相泥岩突变接触），或沉积薄层洪泛湖相泥岩，因而地层旋回表现出以基准面下降期沉积为主的非对称或对称性较差的旋回特征。当扇体较大、水动力能量较强时，冲积扇扇端可延伸较远，一直到接近杜寨断层部位。向盆地方向，古地形渐趋平缓，可容纳空间逐渐增大，沉积物补给减少，湖盆沉积作用增强，基准面上升与下降时期沉积物均可保存，因而地层旋回对称性增加。在杜寨断层发育带（白 13—濮深 10 井区），断层活动形成的地形高差导致了沉积物的再搬运，在断层下降盘

形成了远岸水下扇及滑塌浊积扇沉积体系。基准面下降期，浊流水道的下切作用增强，沉积物补给增加，进积作用产生；基准面上升期，以湖泛作用为主，或表现为由于浊积作用停止产生的间歇沉积作用面，或为薄层湖泛泥岩沉积。

三、储层分布预测

不同级次基准面旋回的叠加控制了有利储集层段的展布。从基准面旋回理论和可容纳空间变化的动力学观点出发，较低级次的基准面旋回在高级次基准面旋回中的位置在很大程度上控制了旋回内部沉积物的地层学和沉积学特征，包括旋回内部沉积物厚度、地层保存程度、体系域类型、地层堆积样式、旋回对称性、岩相分布与相类型及岩石物理特征等。当长期基准面旋回叠置在盆地更高级次的基准面旋回上升的早期时，沉积物以粗碎屑为主，储集层发育，但缺乏良好的生油层段；当叠置在上升与下降的转换时期，即最大可容纳空间发育时期，以水进期泥岩发育为特征，构成盆地主要生油岩层段；当叠置在下降期，特别是晚期时，以陆源碎屑进积作用为主，储集层发育。因而，不同层序具有不同的储层成因类型及生、储、盖配置关系。

当中期基准面旋回叠置在长期基准面旋回的不同位置时，构成中期旋回的短期地层旋回的叠加样式、岩石类型及岩石物性上存在明显差异。就研究层段而言，处于基准面旋回上升期的中期旋回由退积叠加样式的短期旋回组成，以较厚的水下扇辫状水道、滑塌浊积水道砂体发育为特征；叠置在上升与下降转换时期的中期基准面旋回，其短期旋回呈加积叠加样式，以薄层砂泥岩互层或较厚层泥岩发育为特征，主要为深水湖相泥岩夹浊积水道沉积；处于下降期的中期旋回，以进积叠加样式的浊积水道砂岩相为主的短期旋回发育为特征。

根据短期旋回在中期旋回中的位置，可对短期旋回厚度、对称程度、岩相类型及具体含油气段在二维剖面上的展布特征作出预测。由此，对前梨园洼陷南部研究层段有利储层发育及成油条件提出如下认识：

（1）旋回 LSC1 下部（相当于沙三段四亚段下部），处于盆地断陷的早期，以河流-浅湖相储集层发育为特征，可能缺少良好的生油层段，适合寻找构造-岩性复合油气藏。

（2）旋回 LSC1 上部、旋回 LSC2、旋回 LSC3 下部（相当于沙三段四亚段上部—沙三段三亚段下部），处于湖盆发育最大水进期，生油岩发育。洼陷中心以发育较深水湖相泥岩夹进积和退积交替的浊积扇体发育为特征，易于寻找岩性油气藏。考虑到与生烃密集段的配置关系及密集段生烃潜力，旋回 LSC2、LSC3 形成岩性油气藏的条件可能较 LSC1 更为有利。

（3）旋回 LSC3 上部（相当于沙三段三亚段上部），叠置在下第三系下部旋回基准面下降的早期，浊积砂体的加积—进积作用增强，储层向盆地方向延伸的范围可能较 LSC2 要广。

（4）有利储集层段多分布在基准面旋回上升到下降的转换位置。在白 17 井、濮深 10 井沙三段二亚段—四亚段的位置多见气层或良好气显示。而且可以推测，中期基准面下降期的储层向盆地方向可能有一定的延伸距离。

第三节 渤中凹陷西斜坡区东营组层序地层与储层预测

渤中凹陷位于渤海海域中部，为海域内最大的新生界负向构造单元。凹陷东断西超，四周为石臼坨凸起、渤东低凸起、渤南凸起、埕北低凸起和沙垒田凸起所围绕。西斜坡区指的是石臼坨凸起与沙垒田凸起倾没端及二者的鞍部地区，面积约3000 km^2。该区现已发现CFD18-1油田、CFD18-2凝析气田、BZ13-1油气田、BZ3-1油气田及一些含油气构造。

渤中凹陷第三纪裂谷发育时期经历了早第三纪断陷和晚第三纪拗陷两个演化阶段。断陷发育期，边界断裂活动的间歇性和活动强弱变化的周期性导致第三纪裂谷演化的阶段性和沉积充填的多旋回性。由此，早第三纪裂谷盆地的构造-沉积演化可进一步划分为初始裂陷期、强烈裂陷期、裂陷扩张期。

研究层段东营组形成于裂陷扩张期。裂陷扩张早期（沙二段沉积时期），沉积环境以滨浅湖相为主，沉积物为砂岩、含砾砂岩夹灰色、灰绿色、紫色泥岩和灰岩、白云岩、生物灰岩。裂陷扩张晚期（沙一段沉积时期），裂陷作用加强，湖水范围扩大，水体加深，沉积了深灰色泥岩夹油页岩、钙质页岩、砂岩和薄层灰岩、白云岩和生物灰岩，即"特殊岩性段"。沙一段沉积末期，基底发生较小规模和强度的抬升，湖盆收缩。东营组沉积时期裂陷再次活动，湖盆进一步扩大，气候以温凉半潮湿为特征，早期沉积物以湖相深灰色泥岩为主，晚期沉积物为三角洲、扇三角洲形成的砂岩、粉砂岩与泥岩不等厚互层。

一、基准面旋回的划分

（一）构造基准面旋回

构造基准面旋回的形成、发育、结束与不同时期的构造幕有关。因此，构造基准面旋回的界面应为与区域构造事件符合、反映构造应力场转换的区域大不整合面。渤中凹陷第三纪裂谷演化阶段发育了6个较大的区域性不整合面或局部不整合面，在地震剖面上相当于地震标准层T_8、T_7、T_6、T_5、T_3、T_2，其中T_8（前第三系基底不整合）、T_6（沙四段与沙三段之间的不整合）、T_5（沙二段沉积末期不整合）、T_2（下第三系与上第三系之间的不整合）为与较大构造运动有关的不整合面（何仕斌等，1998），由此将渤中凹陷下第三系划分为3个构造基准面旋回。它们分别与喜马拉雅运动Ⅰ幕、Ⅱ幕、Ⅲ幕和Ⅳ幕构造活动有关，控制着早第三纪裂谷盆地构造-沉积演化阶段的形成（图6-12）。

（二）长期基准面旋回

长期基准面旋回为构造基准面旋回内部的次一级旋回，它以区域性较大不整合面或局部不整合面为界，有的界面在盆地主体部位可以没有表现出沉积间断，但在盆地边缘有明显的不整合存在，如地震T_3标准层。

沙二、沙一段—东营组形成于渤中凹陷构造-沉积演化史的裂陷扩张阶段，为一个构造基准面旋回。如果从渤中凹陷的整体演化史来看，该构造旋回应该与凹陷的断-拗过渡阶段相应。其又可进一步划分为两个长期基准面旋回，即沙二段—沙一段旋回和东营组旋回。

东营组长期基准面旋回顶界面为上、下第三系之间区域分布的侵蚀不整合面（T_2）。该界面在地震剖面上位于一个反射连续、强振幅相位的上部、由于馆陶组底部层厚、稳定、均质的辫状河道砂岩的发育而表现为弱反射特征。在钻井剖面上为底部发育冲刷面的

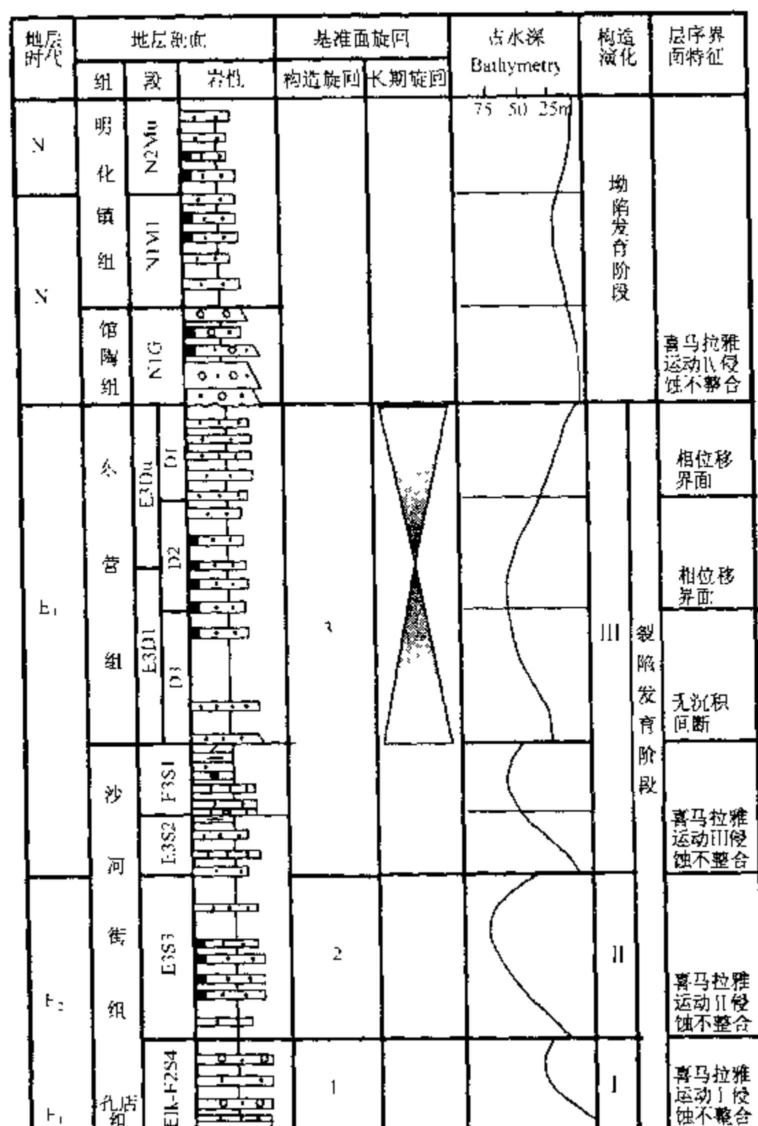


图6-12　渤中凹陷第三系层序综合划分剖面
（据何仕斌等，1998，有修改）

厚层河道砂砾岩的底界面，与该界面相应的各类测井曲线的电性特征均有明显响应。

东营组长期旋回的底界面在盆地边缘以超覆不整合（T_3）为界，在研究区南部凸起前缘的斜坡部位尤为明显（图6-13）。在研究区北部凹陷区东营组和沙一段表现为连续沉积。沙一段油页岩区域分布稳定，与上覆东营组沉积时期的厚层块状、均质湖相泥质岩之间存在明显的波阻抗差，在地震剖面上表现为两组或两组以上连续性好的强相位，东营组的底界在凹陷部位应为该套强反射、连续同相轴的顶部。其上为代表东营组的下部厚层泥质岩的一套弱反射。在测井曲线上，由于两套泥质岩性质上的差异，电性特征上也有较明显的区别。沙一段自然伽马曲线GR为锯齿状中高值、电阻率为中高阻；东营组GR为指状高值，电阻率为高阻。

东营组长期旋回基准面上升期，随着沉积物堆积可容纳空间的增大，水体逐渐加深，

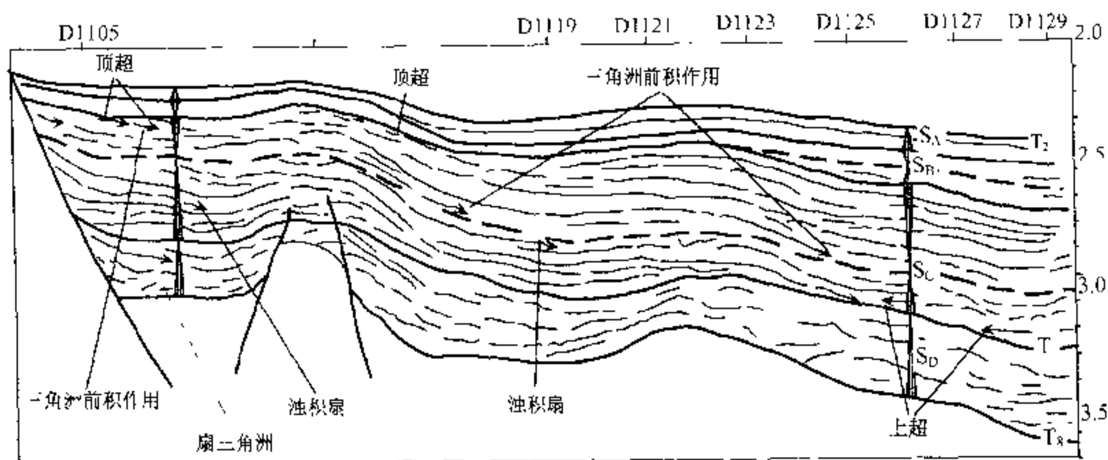


图 6-13 渤海湾盆地渤中凹陷西斜坡 D45 地震测线层序地层及沉积体解释剖面

以较深水湖相泥质岩沉积为主，研究区南部间歇性发育浊流水道、浊积扇沉积作用。沉积物以灰色、深灰色、褐灰色泥岩为主，夹薄层砂岩、泥质砂岩和粉砂岩。

基准面下降时期，盆地沉积充填作用增强，由于大型三角洲、扇三角洲物源体系向盆内推进，湖泊水体范围逐渐收缩，沉积物以泥质岩与砂岩、粉砂岩不等厚互层为特征，向上砂岩逐渐增多，单层厚度变大，泥质岩厚度减薄，泥岩颜色变浅；至基准面下降晚期，三角洲、扇三角洲-湖相沉积体系逐渐被冲积-河流相体系所代替，堆积了一套以砂岩、含砾砂岩为主夹灰绿色、紫红色泥质岩地层。

基准面上升向下降的转换位置是东营组最大可容纳空间形成时期。此时湖侵范围最广、湖泊水体最深，为最大湖泛密集段发育期，层位上大致相当于东二段的下部。其沉积物以层厚、质纯的暗色泥质岩发育为特征，厚度约 300 m。电性上表现为低电阻、高 GR 值，在 GR 曲线上为东营组 GR 曲线基值由低向高再由高向低变化的拐点处。该段泥岩的有机质含量较高，有机质类型较好。

（二）高分辨率基准面旋回划分与对比

以基准面旋回为参照面的较高级次旋回的划分是依据东营组内部次一级的、具有时间意义的界面或层面的识别进行的。构造基准面旋回和长期基准面旋回的形成、发育主要受盆地的演化阶段和区域较大的构造运动控制，气候的变迁仅影响盆地沉积物的补给量和沉积物的类型。而对长期基准面旋回内次级的、较高级次的基准面旋回来说，除局部构造运动，或二级断裂的活动等控制因素外，沉积物补给量的变化对旋回形成与发育的影响作用明显增强。也就是说，构造运动提供的可容纳空间的增加速率与沉积物补给速率的相对变化（A/S 值）导致次一级旋回的形成与发育，旋回的级别越高、沉积物补给对旋回形成、发育的影响越大，及自旋回作用在地层旋回形成过程中逐渐占主导因素。

1. 地震剖面旋回识别与划分

除了顶、底界侵蚀不整合面（T_2）和超覆不整合（T_3）以外，东营组内部还可以识别出三个重要的界面，它们是依据钻井剖面、测井剖面和地震资料等不同途径识别出来，并通过合成记录与 VSP 资料的反复标定、对比后确定的。三个界面中，下部界面为湖泛面；

中部界面在斜坡部位具有双重意义，即它是下部层序的顶超面、又是上部层序的下超面（湖泛面），上部界面为顶超面。东营组内部界面的识别，特别是界面性质和其所代表的地质意义的确定是依据地震反射剖面划分基准面旋回的重要内容。

（1）湖泛面。湖泛面形成于基准面上升最大时期，是基准面旋回中的一个重要界面。在以湖相为主的地层中，由于地层的不整一现象不十分发育，因而，湖泛面是划分基准面旋回的重要参考面。湖泛面在研究区，特别是北部地区的地震剖面上比较容易识别。由于东营组沉积晚期三角洲的进积作用十分明显，因而较大湖泛面常表现为三角洲进积反射形成的下超面。在东营组内部，可以识别出两次较大的湖泛作用形成的湖泛面（图6-13）。

下部湖泛面：即东营组长期基准面旋回上升与下降转换位置出现的最大洪泛面，其在钻井剖面和地震反射剖面中的位置与特征已在上一节中论述。

上部湖泛面：出现在东营组旋回基准面下降的晚期，发生在两次较大规模的三角洲进积作用的中间。此次湖侵作用将两期三角洲作用明显地分开出来，其规模及湖侵时水体的深度均小于最大湖泛期，但也为一次较明显的湖水扩张作用。在钻井剖面上表现为厚数十米的较纯的泥岩发育段。其电性特征：GR曲线为锯齿状、高值，基值明显高于其上、下地层（图6-14），电阻呈低值。在地震剖面上该湖泛面表现为上部三角洲形成的一套进积反射层的下超面，进积反射的终端点在此界面上逐渐收敛。向斜坡方向，它与下部层序的顶界面（顶超面）逐渐重合。

（2）顶超面。顶超面形成于基准面下降晚期，一般出现在盆地较缓坡一侧三角洲、扇三角洲发育区。从成因上讲，顶超面的形成与缓坡部位基准面与地表的相对位置有关，代表着缓坡区湖盆边缘部位基准面与地表相重合的现象。此时，即无沉积作用亦无侵蚀作用发生，后期沉积物通过先期沉积物表面产生路过冲刷作用。因此，顶超面代表着一段时间不长的，与后继的沉积作用几乎同时发生的沉积间断。在地震剖面上顶超面表现为反射层以很小的倾角，逐步向层序顶界收敛，即顶超现象。在地震剖面上顶超面并不是一个清晰、连续的物理面，而是对应前积反射上端形成的各个顶超尖灭点的包络线。

渤中凹陷东营组为以湖相沉积为主的地层，在湖盆主体部位，陆上不整合并不发育。东营组沉积晚期，三角洲、扇三角洲的进积作用十分明显，因而顶超面是东营组内部重要的层序界面类型。在地震剖面上可以识别出两次较大规模的三角洲进积作用形成两个明显的顶超面。

下部顶超面：该界面在钻井剖面上出现在位于下部三角洲呈进积叠加样式的短期旋回的顶部。在地震剖面中表现为东营组基准面下降期形成的两期三角洲中的下部三角洲进积反射的顶界面，在斜坡部位，同时又是上部三角洲的下超面（湖泛面）。

上部顶超面：出现在上部三角洲的顶部。在地震剖面上可以看到，随着区域基准面的下降，三角洲推进作用增强，与下部顶超面相比，其分布范围向湖盆方向扩大，而界面的陆上不整合部分分布范围增加。在钻井剖面上，顶超面位于上部三角洲进积旋回的顶部，呈进积叠加样式的短期旋回与上覆呈退积叠加样式的短期旋回的转换处。

由此，东营组的顶、底界面和两个顶超面将其进一步划分出三个地震层序，自上而下依次命名为S_A、S_B、S_C。这三个地震层序对应三个基准面升降变化旋回，可以在研究区内进行全区追踪和对比。

2. 钻井高频基准面旋回划分与对比

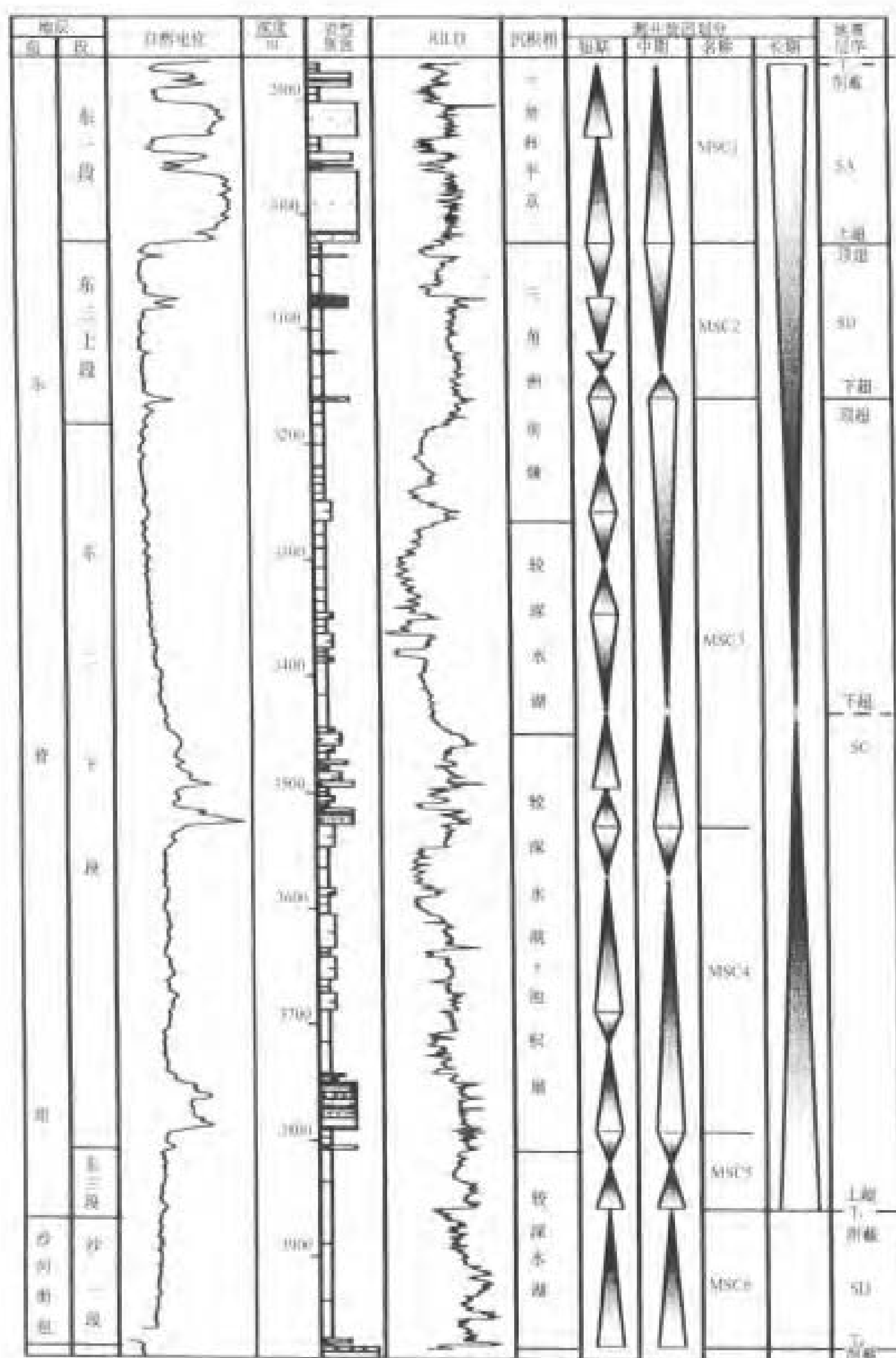


图6-14　渤中西斜坡8井下第三系层序划分

（1）高频基准面旋回的划分。东营组至少由五个中期旋回组成，自上而下命名为MSC1、MSC2、MSC3、MSC4、MSC5（图6-14）。

MSC5：底界面为东营组的底界，顶界面在研究区南部为第一次浊流作用形成的砂岩底界。该旋回主要由东营组沉积早期湖水扩张早期的泥岩组成。

MSC4：底界面为MSC5的顶界，顶界面为第二次浊流作用形成的砂岩底界。该旋回由于发育于东营组长期基准面旋回上升期、水体变深、湖水扩张作用明显，因此旋回具不对称结构，即基准面上升期沉积的地层厚度大于下降期的厚度。构成该旋回的短期旋回同样具不对称性特征，以上升期沉积的地层为主。该旋回基准面上升和下降的转换位置以发育两次浊流作用间歇期的水进泥岩为特征。

MSC3：底界面为MSC4的顶界，顶界面为东营组上部第一套三角洲进积砂岩的顶界。该界面在CFD18-2-1B、CFD18-2E-1等井中均很明显，该旋回具对称结构，基准面下降期沉积的地层厚度略大于上升期的厚度，而且构成基准面下降期的短期旋回出现进积叠加样式，表明湖盆开始沉积充填作用。基准面上升和下降的转换位置沉积了较大厚度的湖相泥岩，色暗、质纯、粒度细，表明该旋回形成于东营组沉积时可容纳空间最大时期，湖盆最大扩张，水体最深、水域最广。

MSC2：底界面为MSC3的顶界，顶界面为第二套三角洲进积砂岩的顶界。该旋回在靠近凹陷部位的钻井中，表现为对称旋回，如BZ13-1-2井、BZ19-2-1井，在近边缘部位，主要由基准面下降期的沉积物组成，短期基准面旋回呈明显的进积叠加样式，表明该旋回形成时期湖盆沉积充填作用更加明显。

MSC1：底界面为MSC2的顶界，顶界面为东营组与馆陶组的分界。该旋回与其下伏旋回相反，仅由基准面上升半旋回的沉积组成，下降半旋回表现为区域不整合面。与其他中期旋回不同，该旋回形成于东营组沉积末期，由于盆地基底显著抬升，以陆相沉积作用为主，因此，基准面下降时期的沉积物多难于保存。仅在基准面上升、可容纳空间向陆地方向增加时，沉积物才得以保存，这也是构成该旋回的短期旋回多由上升半旋回组成的原因所在。

由依据地震剖面和钻井剖面识别出来的高频基准面旋回可以看出，它们的形成显然与东营组沉积时期盆地可容纳空间增加速率与沉积物补给速率之间的比值有关。东营组长期基准面旋回上升期，盆地基底持续沉降，可容纳空间增加速率显著大于沉积物补给速率，沉积作用以多期浊流形式出现，导致东营组下部呈退积叠加样式的高频旋回的形成；基准面下降期，沉积物补给速率大于盆地可容纳空间增加速率，沉积作用以多期三角洲的充填形式出现，导致东营组上部呈进积叠加样式的高频旋回的形成。

（2）钻井中期基准面旋回对比。图6-15为研究区钻井高分辨率层序地层对比格架。可以看出，中期基准面旋回在钻井中可进行全区对比。沿沙垒田凸起倾没端走向至渤中凹陷的对比剖面清楚地表明了中期基准面旋回的对比原则，从中可以领会基准面变化导致的沉积物体积的分配作用，及基准面旋回对比是时间单元的对比原则。如剖面中MSC2旋回，由于在三角洲发育的斜坡部位，基准面下降期的沉积物容易保存，因而BZ13-1-1以西的钻井中期旋回及构成中期旋回的短期旋回仅由下降半旋回的沉积物组成，基准面上升期表现为湖泛面，而进入凹陷部位，由于可容纳空间较大，上升半旋回和下降半旋回的沉积物均可保存下来（BZ13-1-2、BZ-19-2-1）。因而近湖盆中心部位基准面上升半旋回的地

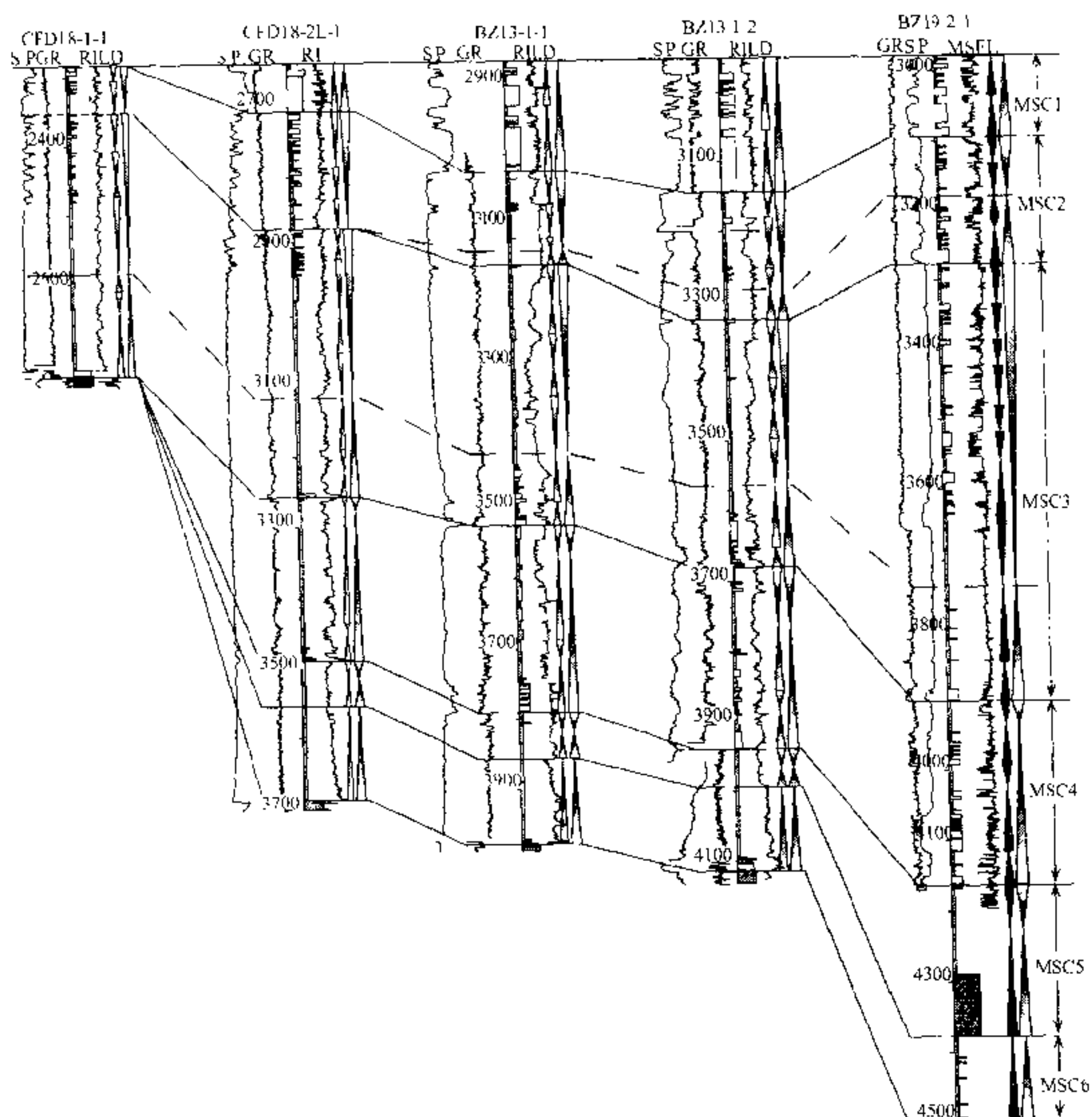


图 6-15 渤中凹陷西斜坡东西向钻井层序对比剖面

层在时间上与斜坡部位该旋回底部的界面相当，也就是说，BZ19-2-1 井该中期旋回基准面上升时期的地层在 BZ-13-1-2 以西的部位未保存下来。

3. 井-震层序的联结与对比

钻井基准面旋回与地震层序的关系是通过合成地震记录与 VSP 测井资料的桥式联结进行的。由于研究区主要是二维地震工区，地震资料的品质较差，分辨率较低，因而并不是所有在钻井中划分出来的中期基准面旋回均可以在地震反射剖面中识别出来，并进行全区的追踪与对比。经对连井剖面完成井-震的标定与对比，并在地震区域骨干剖面上进行了追踪后，确定了地震层序与钻井层序的关系如下：地震旋回 S_A 相当于钻井中期基准面旋回 MSC1，S_B 相当于 MSC2、S_C 相当于 $MSC_3 + MSC_4 + MSC_5$。

地震层序与传统地质分层的对应关系是：S_C 基准面上升半旋回大致相当于东三段；S_C 基准面下降半旋回相当于东二段的下部；S_B 旋回大致相当于东二段的上部；S_A 旋回大

致相当于东一段，但界面的具体位置并不一致。

二、沉积体系与充填演化特征

通过以钻井剖面为基础的岩相分析，以测井曲线组合为基础的测井相分析和以地震反射剖面为基础的地震相分析，可以在研究区下第三系（东营组为主）中识别出五大沉积体系类型，即近岸水下扇-湖相沉积体系、浊积扇（盆底扇）沉积体系、扇三角洲-湖相沉积体系、河流-三角洲沉积体系、碳酸盐滩坝沉积体系。不同演化阶段以不同沉积体系为主，同一演化阶段不同的构造位置又发育各自的沉积体系，由此导致不同类型的沉积体系在时间上交替出现，在空间上此进彼退，为区内下第三系多期生储盖组合的形成奠定了基础。

（一）沙一段沉积体系与充填演化特征

经沙三段沉积末期盆地基底较大规模的抬升后，沙一段、沙二段沉积时期，湖盆再次扩张。沙一段沉积时期，物源补给作用减弱，水体闭塞，在湖盆主体沉积了一套深灰色泥岩、油页岩、泥灰岩、钙质页岩互层。此时，西斜坡区以边缘凸起为主要物源区，凸起前缘沉积体系类型及分布特征与前第三系基底古地貌密切相关。由于长期的风化剥蚀和次级断层的切割，基底起伏不平，在总体倾斜的背景上又发育了一系列独特的地貌，包括侵蚀河道、地堑、台地等。这些次级地貌单元控制了沙一段沉积体系的类型与分布（图6-16）。

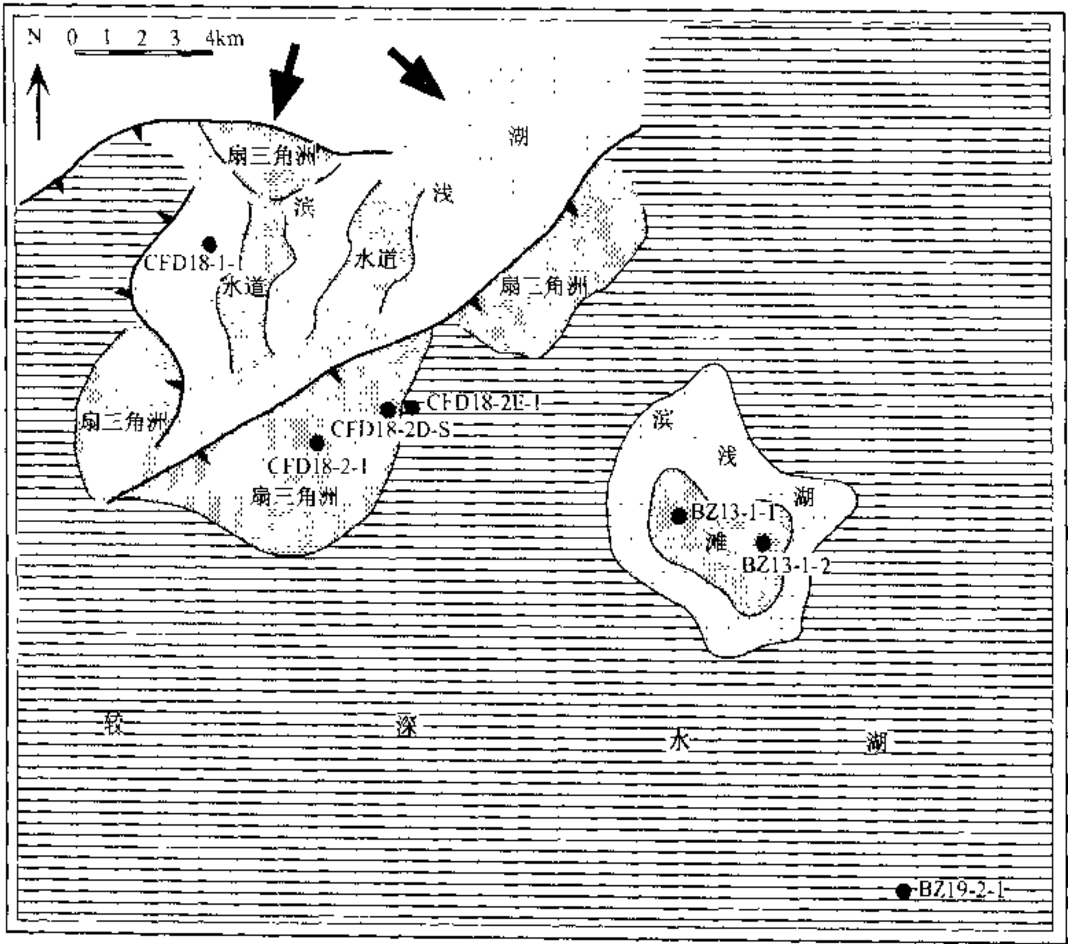


图6-16 渤中凹陷西斜坡西南段沙一段沉积体系平面分布图

1. 侵蚀河谷与河道沉积体系

侵蚀河谷主要发育在沙垒田凸起前的第一个台阶上。河谷切割第三系基底顶面，形成明显的下凹地貌。在河谷内部沉积物的充填作用表现为短连续反射或侧向叠置的侧积式充填，向上河谷逐渐变浅、填平，可出现向两侧的双向上超反射（图 6-17）。在平面上，古河谷总体上由凸起方向向南顺斜坡延伸，并逐渐变浅，至台阶边缘消失。

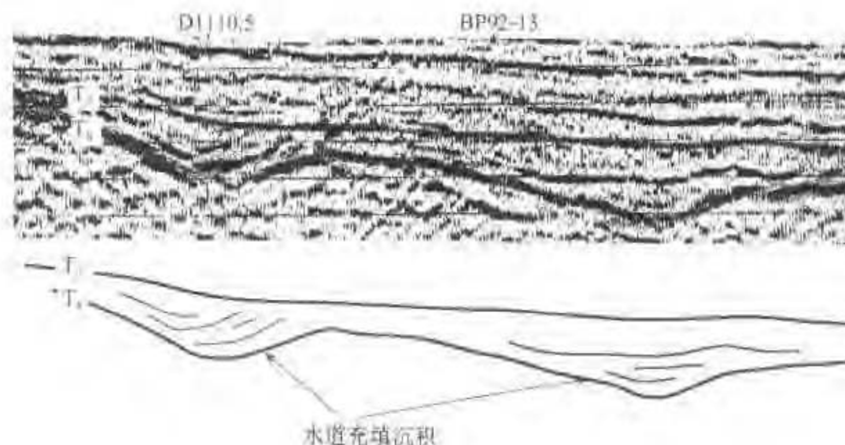


图 6-17　沙垒田凸起前缘前第三系基底下切河道充填反射特征

侵蚀河谷在该区储层形成过程中所起的作用与基准面变化密切相关。当基准面下降，可容纳空间较低时，凸起上的剥蚀作用增强，河谷被水系冲刷切割，此时，侵蚀河谷主要成为输送来自凸起上的沉积物的通道，沿河道搬运的粗粒沉积物在斜坡较低部位沉积下来，形成扇三角洲；当基准面上升，可容纳空间增大时，原来的侵蚀河谷发生沉积充填作用。早期充填沉积物以砂砾质为主，随着基准面上升、可容纳空间的继续增大，沉积物向上逐渐变细，及至发生细粒泥质的充填作用，形成水下河道沉积体系。之后，随着湖水的扩张，侵蚀河道被填平，堆积了一套以弱反射为特征的以泥质为主的沉积。因此，在古地貌侵蚀河谷基础上发育起来的河道沉积体系，早期以粗粒沉积物为主或粗、细粒沉积互层，可作为油气储层，晚期则被湖泛泥质细粒沉积物所充填。

2. 地堑与扇三角洲体系

研究区内呈北东向的二级断层发育，多为早期发育并在下第三系中、早期一直活动的同生断层。由此，前第三系基底在总体向东南倾斜的背景上，被切割成一些小型的地垒、地堑或洼地，形成起伏不平的古地貌特征，并控制着下第三系的沉积作用。沙一段沉积时，地垒或凹地发育处往往是沉积物堆积的场所。通过钻井、测井分析、岩心观察、并与地震相分析相结合，在该区识别出了数个扇三角洲体系。它们的形成与分布均与二级断层的活动有关。在地震剖面上可以看到它们发育在断层的下降盘一侧，具扇体外形、内部为断续、中强振幅反射或弱振幅、杂乱反射结构（图 6-18）。钻井揭示为一套厚层砂砾岩不等厚互层沉积，厚度可达 200 m。通过岩心观察，扇三角洲砂砾岩粒度粗、分选差、砂质支撑，多具块状层理，局部发育槽状交错层理、粗细韵律层理。总体表现为下粗上细的正韵律特征。

平面上，扇三角洲沿切割斜坡的较大断层分布，并可沿断层走向连片分布形成扇三角

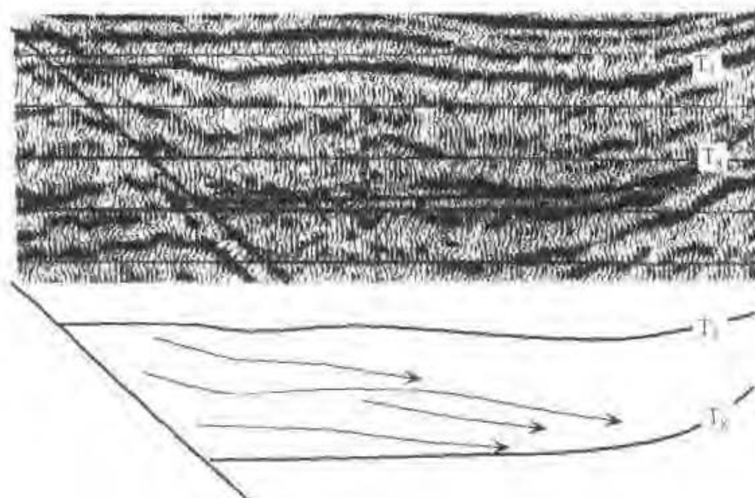


图 6-18 D45 测线沙一段扇三角洲地震反射特征

洲群。物源或为凸起上剥蚀的沉积物经侵蚀河谷搬运而来，或为高台阶和地垒上剥蚀的沉积物在地堑和其侧翼的凹陷内沉积而成。

3. 古台地与碳酸盐粒屑滩

在前第三系基底地貌上，由于长期的剥蚀作用可形成较平坦的侵蚀面，称之为古台地。古台地在沙一段沉积早期一直暴露在水面之上。当沙一段湖侵最大期时，古台地上发生沉积作用。台地上的沉积物（盆内碎屑或盆外陆源碎屑）受波浪改造和淘洗作用，在适当的水深和适合的水动力条件下，可形成小型碳酸盐生物粒屑滩或砂砾岩碎屑滩。生物粒屑滩主要由白云岩、含白云岩组成，局部与泥质白云岩、细砾岩互层。厚度可达数米。

（二）东营组沉积体系与充填演化特征

1. S_C 旋回发育特征与沉积体系

S_C 旋回为东营组长期旋回的主体，厚度大。由于该旋回形成于东营组湖水扩张时期，因而基准面上升期沉积地层的厚度明显大于下降期地层的厚度。在钻井剖面上又可识别出三个中期旋回，中期旋回上升半旋回的厚度也大于下降半旋回的厚度。

（1）基准面上升半旋回沉积体系（图 6-19)。东营组沉积早期，控盆断裂再一次强烈活动，基底裂陷作用加强，区域基准面持续上升，盆地可容纳空间增加速率超过沉积物供给速率，形成湖区的欠补偿沉积环境，因此该时期以大面积分布的较深水湖相为特征，仅在凸起前缘部位受断层活动的控制发育陆源碎屑沉积体系，包括近岸水下扇、斜坡（浊积）扇、盆底扇等。扇体的成因类型及空间分布与湖盆边缘古坡折带类型有关。

坡折带是海相盆地层序地层学中一个重要概念，通常称为陆架坡折。在海盆中它指的是由陆架到陆坡之间的一个自然地理区（Van Wagoner 1990），可以理解为地形由陡变缓的突变地带，陆架坡折处沉降速率与海平面升降变化的速率的相对大小决定了海相地层层序界面的类型和层序地层模式。在陆相裂谷盆地中，坡折带主要由断层和断层所控制的古地形构成，在盆地强烈或持续沉降期它显著地制约着盆地沉积体系的类型与分布。

西斜坡区凸起与凹陷相接部位由于断裂的性质、规模和发育时间的差异至少可以形成三种坡折带类型：断崖型、断阶型和陡坡型。这三种类型的坡折带控制了东营组沉积早期

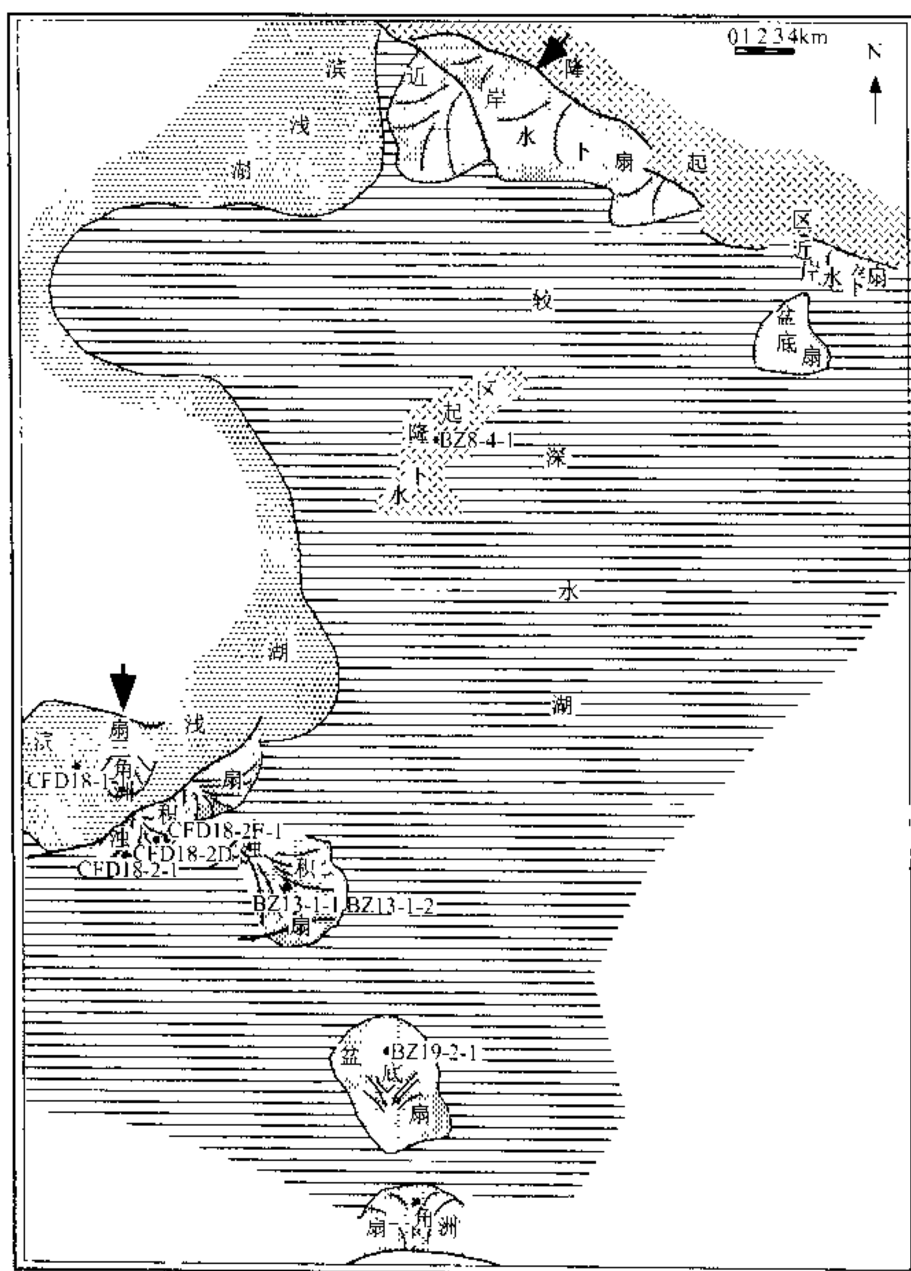


图 6-19　渤中凹陷西斜坡东营组层序 S_C 上升半旋回沉积体系分布图

三种陆源碎屑沉积体系类型，即近岸水下扇、斜坡扇和盆底扇（水下扇）的形成与分布(图 6-20)。

断崖型坡折带与近岸水下扇沉积体系：断崖型坡折带的形成一般受形成时间较早、长期活动、规模较大的基底断裂控制，断面较陡，凸起与凹陷沉降中心直接接触，可容纳空间最大。凸起上往往缺失东营组的下部，水系所携带的沉积物入湖后直接在凹陷内堆积，形成近岸水下扇沉积体系。这类沉积体系主要分布在石臼坨凸起西段南侧。该区无钻井分布，在地震剖面上可识别出近岸水下扇的两种地震相特征：一种具较平缓、反射层略向上凹的扇体外形，内部可看到中等连续、中等振幅形成的前积反射，推测沉积物粒度可能较

名称	剖面示意图	发育砂体类型
断崖式		近岸水下扇
陡坡式		扇三角洲、近岸水下扇—盆底扇
断阶式		斜坡浊积扇

图 6-20　渤中凹陷西斜坡坡折带示意图

细，为砂（砾）岩与泥质互层沉积（图 6-21）；另一种具楔状外形，内部为中强振幅、断续、杂乱反射特征，推测沉积物可能较粗，粗细粒混杂、分选差（图 6-22）。由于 S_C 旋回形成于湖进背景，两种类型的近岸水下扇均呈退积样式，地震剖面上可看到代表湖相泥岩的反射逐渐向扇体超覆。

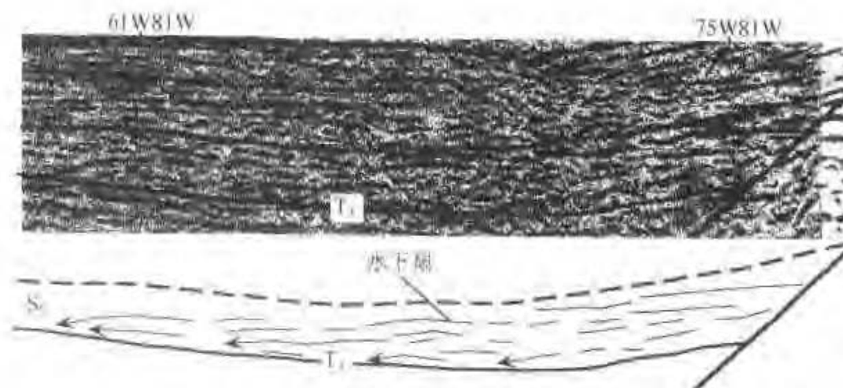


图 6-21　50W81W 测线水下扇地震反射特征

断阶型坡折带与缓坡扇沉积体系：断阶型坡折带古地形常出现在盆地较缓坡一侧，斜坡背景上多发育垂直斜坡走向、呈阶梯状分布的次级断裂。断阶的存在使凸起与凹陷之间呈缓坡相接，沉积可容纳空间相对较小，易形成斜坡扇沉积体系。这类沉积体系发育在沙垒田凸起东南侧，沉积背景总体上表现为较平缓的斜坡，由北东向次级断裂切割成缓坡断阶带。S_C 旋回基准面上升时期，地层整体特征是向凸起方向超覆，但由于断层间歇性活动和凸起上沉积物供给量周期性的变化，在基准面相对下降或 A/S 值减小时，在水进的背景下出现扇体的充填作用。在高台阶部位，由于水体较浅、发育扇三角洲（图 6-23），在低台阶部位则发育斜坡浊积扇体系（图 6-24）。钻井和地震资料均显示，该区至少发生两次较明显的浊流作用。

陡坡型坡折带与盆底扇沉积体系：陡坡型坡折带的形成也与较大的基底断裂有关，但

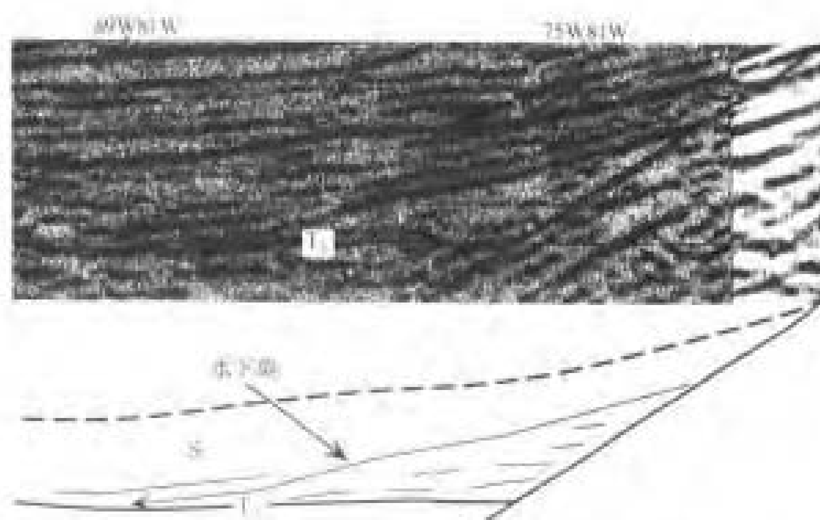


图6-22　44W81W测线上的水下扇地震反射特征

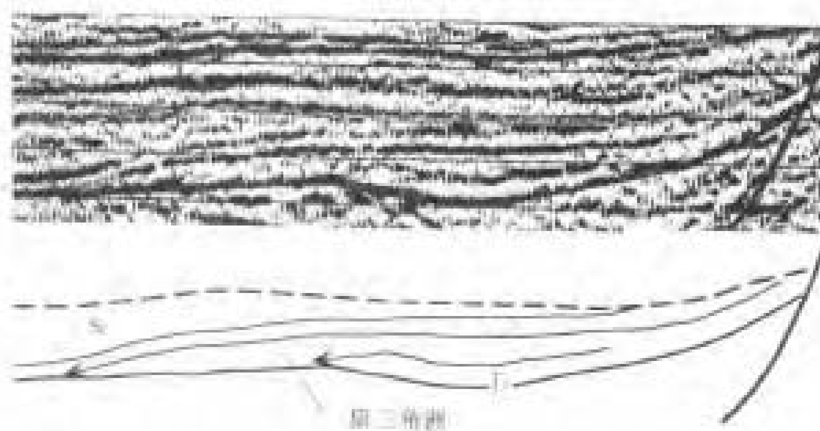


图6-23　D1110.5测线上的扇三角洲地震反射特征

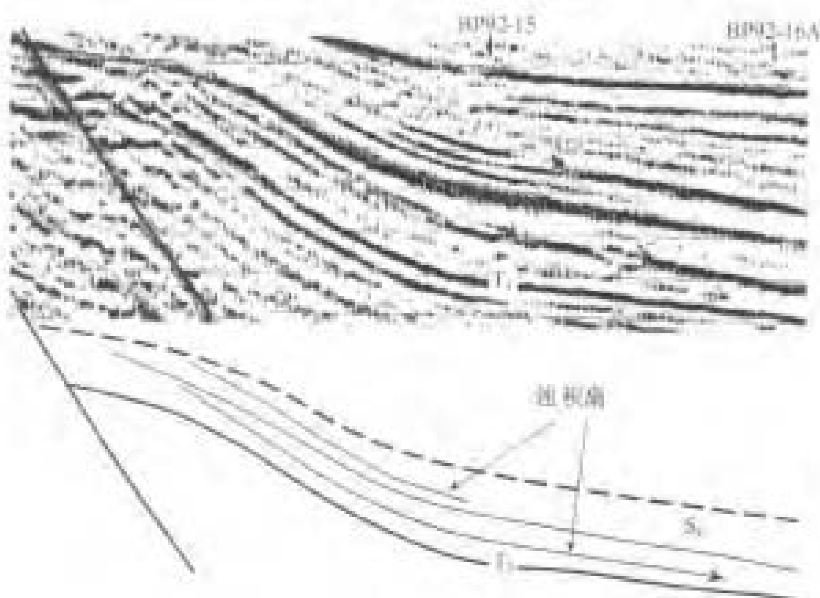


图6-24　D-42测线上浊积扇地震反射特征

断层断面倾角较断崖型略缓，近断裂部位盆底地形较陡，或前方又发育伴生断层。冲积扇入湖后，可在凸起前缘形成扇三角洲或近岸水下扇，然后沉积物又发生滑塌作用，在前方地形低洼处堆积形成盆底扇或水下浊积扇。这类沉积体系主要发育在石臼坨凸起南侧（图6-25）和渤南凸起北侧。

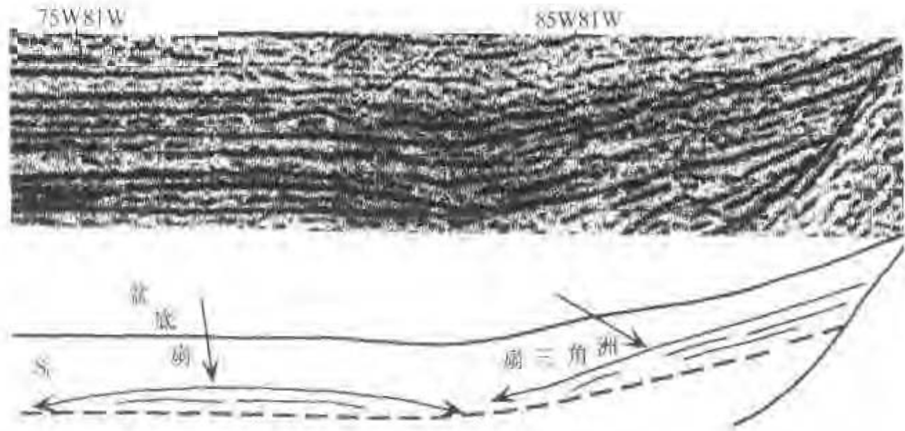


图 6-25　78W81W 测线上的扇三角洲-盆底扇地震反射特征

（2）S_C 基准面下降半旋回沉积体系（图 6-26）。该时期，控盆断裂的活动开始减弱，盆地基底沉降速率减慢，可容纳空间开始降低，盆地开始发生充填，盆地边缘三角洲进积作用清晰可见。研究区北部由于古地形较平缓，三角洲在地震剖面上以角度平缓的、呈 S 形的大规模前积反射为特征，由连续性好、强弱振幅交互的反射同相轴组成（图 6-27）。石臼坨凸起西南受断层影响，主要发育扇三角洲沉积，BZ8-4-1 井区东侧发育小型水下扇体。

平面上，西斜坡区主要发育两大物源体系类型，即河流-三角洲体系和扇三角洲-湖相沉积体系。河流-三角洲体系以盆地外源补给为主，分别由西北方向经石臼坨凸起与沙垒田凸起之间的鞍部、由西经沙垒田凸起与埕北低凸起之间的鞍部、由南经渤南凸起与埕北凸起之间的鞍部进入渤中凹陷。沙垒田凸起东南侧斜坡区也发育小型三角洲体系。扇三角洲体系仍主要以凸起为物源，在石臼坨凸起西南部凹陷边缘、沙垒田东南侧发育，其余地区仍为湖相分布区。

2. S_B 旋回发育特征与沉积体系（图 6-28）

经 S_C 旋回晚期三角洲的沉积充填作用后，渤中凹陷西斜坡区地形变平缓。东营组下部 S_C 旋回形成以后，发生了一次规模不大的湖泛作用，之后，三角洲继续向盆地推进，形成了另一个沉积旋回，即 S_B 旋回。该旋回主要沉积体系为河流-三角洲体系，其物源方向和发育位置多为下部旋回的继续，与 S_C 旋回区别在于三角洲向盆地的推进作用进一步加强，河流-三角洲体系较下部旋回分布面积显著变大，如北部三角洲面积增加到 380 km^2。该时期石臼坨凸起南侧发育扇三角洲体系连为一体，沙垒田凸起东南侧已发育成规模较大的河流-三角洲体系，湖区明显向凹陷方向退缩，湖水变浅，以滨浅湖相为主。

3. S_A 旋回发育特征与沉积体系

在经过前述两个旋回末期发育的三角洲充填作用以后，凹陷逐渐填平，地势更趋平坦。因而该旋回沉积时，在西斜坡区三角洲沉积作用消失，大面积分布河流-冲积平原沉

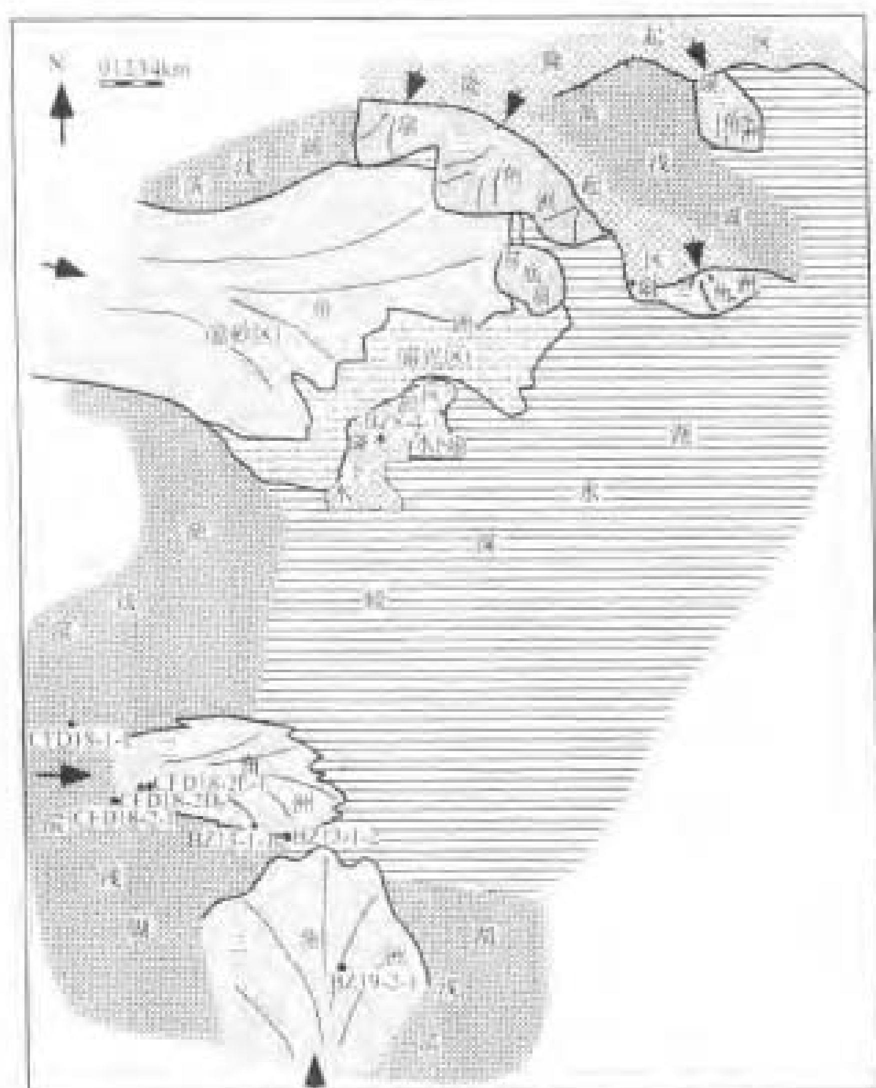


图6-26 渤中凹陷西斜坡东营组层序 S 下降半旋回沉积体系分布

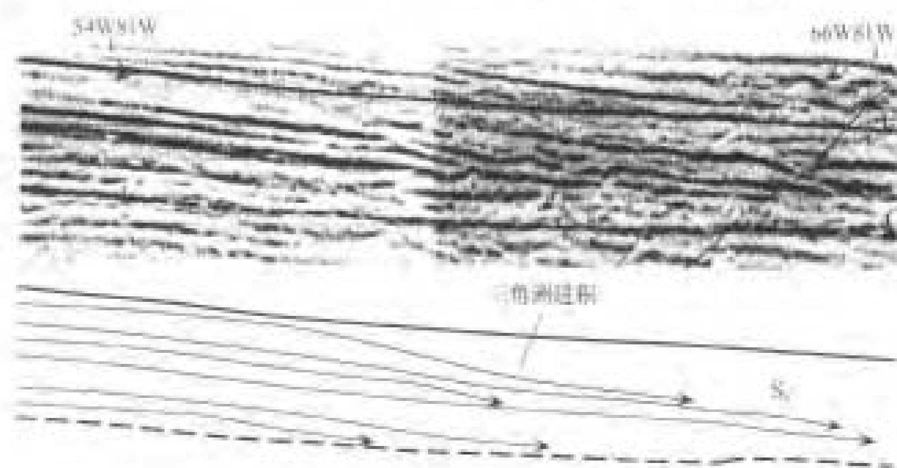


图6-27 61W81W 测线上的三角洲进积地震反射特征

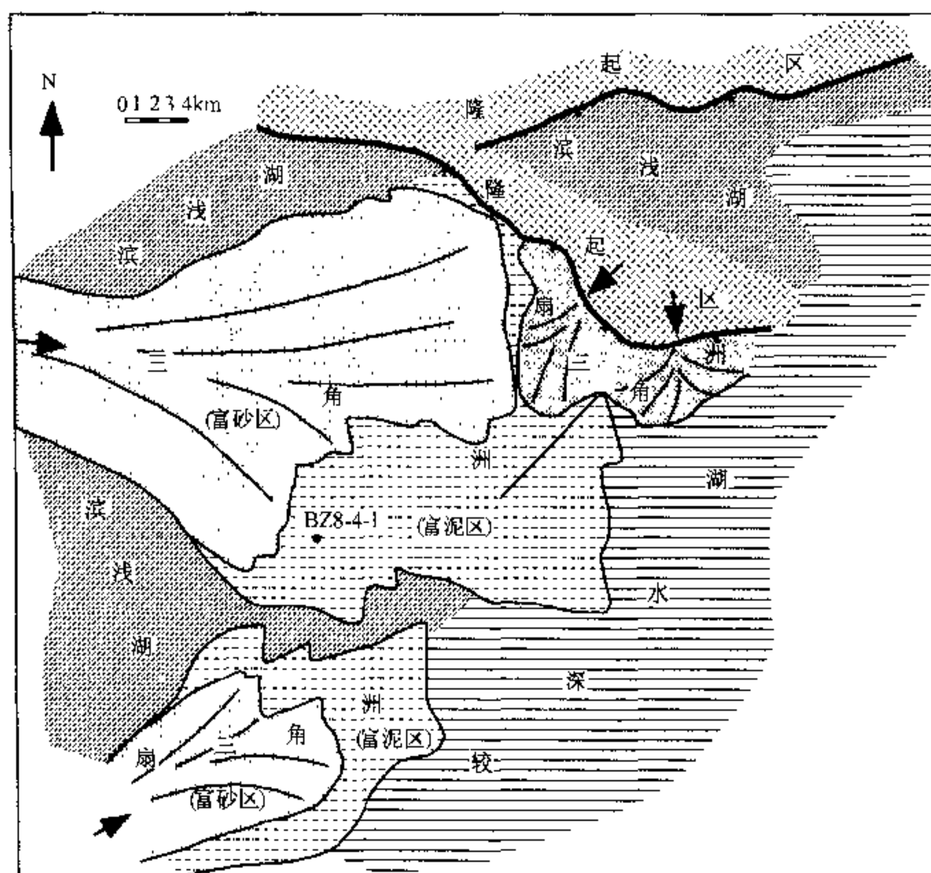


图 6-28　渤中凹陷西斜坡东营组层序 S_B 沉积体系分布图

积体系。基准面上升早期，河道砂岩发育，南区钻井揭示底部普遍发育一套以冲刷侵蚀面为界的辫状河道砂岩。随后，盆地基底进入缓慢沉降状态，发育了一套以低弯度河为主的河流-冲积平原相的砂泥岩互层沉积物，该旋回沉积末期，受区域性构造运动控制，凹陷基底整体抬升，地层遭受长期剥蚀夷平，因此基准面下降半旋回的沉积表现为顶界面 T_2 削截不整合面。之后，渤中凹陷与渤海湾盆地其他凹陷一起进入裂后拗陷演化阶段。

三、油气输导体系与储集体系

层序地层形成与发育特征的研究从两个方面为该区油气成藏目标的预测提供了依据。层序界面的识别和界面性质的分析为油气输导体系的类型及在油气成藏中的作用分析提供了必不可少的依据；层序构成与沉积体系的研究又从烃源岩、储层和盖层的成因、分布及时空组合关系上为油气聚集体系形成与分布的研究奠定了基础。油气输导体系与储集体系两者的良好配置是本区油气藏，特别是岩性油气藏形成的基本条件。

（一）油气输导体系

油气在由烃源岩向储集岩发生初次运移或在储集体内发生二次运移时，在水动力和浮力的作用下，油气运移的大方向受盆地的区域背景和凹陷区与隆起区的相对位置及其发育历史控制。因此，位于凹陷附近的隆起带及斜坡带是油气运移的主要指向，特别是长期继承性的隆起带最为有利。在这一输导过程中，运移通道的产状不仅决定了油气运移的方向，同时也控制着油气运移的规模和可能运聚的地点。也就是说，运聚目标区与沟通烃源

岩和圈闭的输导体系的分布与规模大小密切相关。

油气运移的输导体系主要为发育连通孔隙或裂缝的渗透层、断层和不整合面（图 6-29）。烃源岩研究和油源对比已经证明，渤中凹陷西斜坡凸起及其倾伏端的油气主要来自凹陷主体部位沙三段和东营组下部烃源岩的侧向运移作用。对呈侧向运移的油气来说，区域发育的不整合面和孔隙发育并具连通性的地层常是油气运移的主要通道。断层在油气运移中作用较为复杂，断层即可作为油气的输导体系，又可对油气聚集起封闭作用。其与断层的性质、断面倾角、断层两侧的岩性以及断层的活动期及其与油气运移时期是否匹配等有关。在西斜坡区，断层对由凹陷运移到斜坡的油气来说起着再分配作用，导致油气在不同层位发生聚集作用。

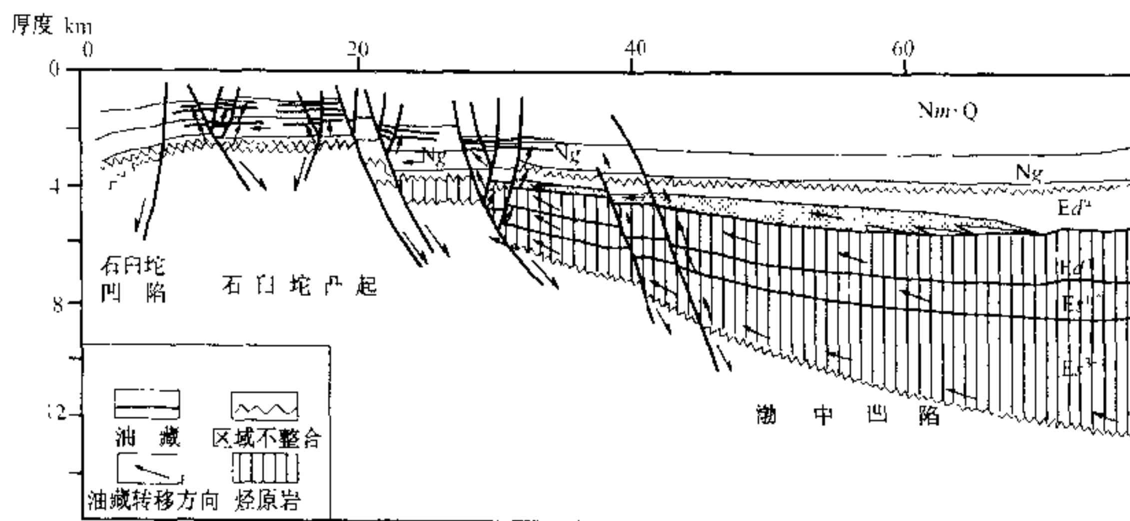


图 6-29 渤中凹陷西斜坡油气疏导体系示意图

1. 不整合面

不整合面具区域分布的特点，可以作为油气较长距离运移的通道。前第三系不整合面 T_8 为典型的侵蚀不整合面，在西斜坡区，甚至整个渤中凹陷分布。该不整合面对于凹陷中沙三段和东营组下部生成的油气向周围隆起上的区域运移起着重要输导作用。研究区凸起及倾伏端的不同层系的油气聚集均与凹陷中生成的油气沿这一不整合面的侧向运移作用有关，特别是斜坡部位该基底不整合面上下的油气聚集显然与这一界面的输导作用有关。

2. 断层

除石臼坨凸起与凹陷的边界断层为东西走向一级断裂外，西斜坡区发育的断层主要为北东和北西向，特别是以北东向为主，而且多为二、三级断层。断层性质多以正断张性为主，从目前西斜坡区油气藏分布情况分析，断层对基底潜山和第三系地层中的油气聚集起着重要作用。早期发育的断层可延伸到东营组，对沿前第三系不整合面运移到斜坡区的油气在东营组聚集起着输导作用，曹妃甸地区东营组油气藏的形成显然与这类断层有关。长期发育的一级断裂对深部生成的油气的再分配及至上第三系馆陶组、明化镇组油气藏的形成起重要作用，如沙垒田凸起和石臼坨凸起上的馆陶组和明化镇组油气藏等。

3. 渗透性砂岩

东营组 S_C 旋回基准面下降期和 S_B 旋回沉积时期，西斜坡区三角洲沉积体系十分发

育，深入较深水湖区。它们埋藏相对较浅，孔隙发育，渗透率高、连通性好，砂体侧向上与凹陷内东营组下部的生油层呈指状交互，可成为油气侧向运移的良好通道，对浅部油气藏的形成起着重要作用，特别是 S_B 旋回时期形成的三角洲，由于上覆层为 S_A 旋回底部的厚层河道砂岩，缺乏良好的封盖层，对油气主要起输导作用。

上述三种类型的输导体系在时间上相互配置、在空间上彼此组合，将下第三系烃源岩与不同时期的储层连通，是西斜坡区复合油气藏形成的重要原因。

（二）油气储集体系

1. 与古地貌有关的储集体系

（1）潜山风化壳。燕山运动使该区基底发生块断作用，导致该区前第三系基底呈凸凹分布格局。凸起部位长期遭受剥蚀，直至下第三纪晚期才开始接受沉积。基底暴露地表时期，由于遭受风化剥蚀，淋滤溶解作用发生，产生较高孔、渗的储集空间，形成古风化壳或古岩溶带，为油气聚集提供了有利空间。当其被下第三系（多为沙一段和东营组下部）湖侵期沉积的泥岩覆盖时，可发生油气聚集作用，形成基底油气藏。当被东营组上部砂岩和馆陶组砂砾岩直接覆盖时，则不能在下第三系中发生油气聚集作用。在西斜坡区，这种油气聚集作用一般发生在凸起倾没端前第三系基底古地貌相对较高部位，如 CFD18-1、BZ13-1 基底油气藏。

（2）滩坝。在凸起向凹陷延伸的倾没端部位，基底也由于次一级断裂的作用在斜坡背景上形成高低不平的古地貌。古地貌高由于长期的剥蚀作用，形成较平坦的侵蚀面。沙一段沉积时期湖水扩张，浅水平台可被淹没，接受沉积。受波浪改造和淘洗作用，一些小型碳酸盐生物粒屑滩或碎屑砂砾岩滩形成。其储集物性好，上覆东营组水进期形成的泥岩可作为直接盖层，沿不整合面运移上来的油气直接在该类储层内发生油气聚集作用。这类储集体系主要发育在沙一段沉积时的浅水台地上。

（3）侵蚀沟谷砂砾岩。在前第三系基底上，近凸起的高台阶由于水系的冲刷切割作用，常形成顺坡延伸的小型沟谷体系。沟谷内发生的侵蚀作用或沉积作用是基准面下降或上升调节作用的结果。基准面下降时，凸起部位剥蚀作用增强，侵蚀沟谷主要是输送沉积物的通道；当基准面上升时，沟谷发生沉积物充填作用，提供可供油气聚集的粗粒碎屑储层。

2. 与沉积体有关的储集体系

（1）近岸水下扇、扇三角洲砂砾岩体。通常分布在边界控盆断裂或较大的基底断层向凹陷一侧，储层由砂砾岩或砂岩、砾岩互层组成。由于其多形成于东营组湖水扩张期，其侧向上与较深水湖相烃源岩直接接触，上有最大湖泛期泥岩作良好盖层，封盖条件好。如果侧翼断层具遮挡作用，或与构造配置，则可以发生油气聚集。

（2）浊积扇砂岩体。一般发育在缓坡斜坡扇或水下扇的主体部位。储层粒度较细，主要为细砂岩、粉砂岩。该类砂岩体形成于东营组湖水扩张期，砂体一侧邻近烃源岩或四周均被较深水湖相烃源岩包围，易形成岩性圈闭油气藏，或与构造配合形成构造-岩性圈闭而发生油气聚集作用。

（3）三角洲砂岩体。东营组沉积时分别在 S_C 和 S_B 旋回内发生两期三角洲沉积作用，每期都由三角洲朵叶体的多次推进形成的复合体组成。两期三角洲主体部位被湖泛泥岩分开，下部三角洲砂体（S_C 下降半旋回）侧向上与东营组沉积早期较深水湖相烃源岩呈指

状交互，其上又有湖泛泥岩作盖层，因而储层的成藏条件相对较好。由于三角洲粒度较细，由细、粉砂岩、泥质粉砂岩与泥质岩互层组成，只有三角洲的主体富砂区才有可能成为油气储层。

（三）油气运聚模式

西斜坡区下第三系上述三种油气输导体系与储集体系相结合，同时与构造、断层圈闭相配置形成的区域油气运聚模式如图 6-30 所示。已知油气藏运聚模式包括潜山风化壳油气藏运聚模式；滩、坝岩性油气藏运聚模式；浅部构造油气藏运聚模式；披覆背斜油气藏运聚模式。预测油气藏运聚模式包括断鼻岩性油气藏运聚模式；构造-岩性油气藏运聚模式；砂岩透镜体油气藏运聚模式；古河道岩性油气藏运聚模式；

已知运一聚系统				推测运—聚系统			
序号	输导体系	储集体系	运聚模式	序号	输导体系	储集体系	运聚模式
(1)	不整合面	基底风化壳	Ed Es	1	渗透性砂岩	近岸水下扇、扇三角洲砂砾岩	Ng Ed Ed Es
(2)	不整合面	古平台上滩坝体系	Ed Es	2	渗透性砂岩	三角洲前缘砂	Ng Ed Ed Es
(3)	不整合面、断层、渗透性砂岩	河道砂岩	Ng Ed+Es	3	渗透性砂岩	盆底扇砂岩、三角洲前缘砂	Ed Es
(4)	不整合面、断层	浊积砂岩	Ed Es	4	不整合面	凸起上古河道充填物	Ed Es

图 6-30 渤中凹陷西斜坡区油气运-聚系统

四、有利成藏区带预测与评价

（一）油气田（藏）的层序地层位置

断陷盆地强烈沉降或持续沉降发育阶段，基准面上升期湖盆内易形成两类成因砂体：一为近岸水下扇砂砾岩体；一为浊积扇（水下扇）砂岩体。前者可以与上覆水进期泥岩形成上生下储式或侧向生储式组合，上覆泥岩同时又是良好盖层，因而具有良好的生储盖关系；后者处于较深水湖相泥岩的包围之中，可以形成自生自储自盖式生储盖组合。对东营组 S_6 旋回基准面上升时期来说，西斜坡区各凸起前缘、古斜坡上和凹陷内均存在浊积成

因的潜在储集体，主要问题是埋藏深度大，物性较差。

基准面下降期易形成扇三角洲、三角洲充填体系，三角洲砂岩体可与下伏基准面转换位置的烃源岩形成下生上储式或侧向生储式组合，但由于这类砂体侧向封堵性较差，一般需要具有良好的背斜圈闭或断层遮挡才能发生油气聚集作用。如果三角洲向盆地进积充填作用不断增强，会在顶部形成不整合而缺少盖层发育，特别是如果其上覆层直接为厚层砂岩时，很难发生油气聚集。西斜坡区东营组 S_C 旋回和 S_B 旋回基准面下降期三角洲沉积作用十分发育，但未形成大规模的油气聚集与这一因素密切相关。

目前，渤中凹陷西斜坡区（不包括凸起在内）基底和下第三系中已发现了 CFD18-1 油田、CFD18-2 凝析气田、BZ13-1 油气田、BZ3-1 油气田和 BZ19-2-1 含油气构造，含油气层位主要为基底风化壳、沙一段和东营组。除基底风化壳外，在层序地层位置上，其余各层段油气藏多出现在各次级旋回的基准面上升期，如 S_C 旋回上升期浊积扇砂岩体是 CFD18-2 凝析气田的主要储层。即使是在基准面下降半旋回中，也多出现在基准面下降的早期，如 BZ19-2-1 井中 S_C 基准面下降半旋回早期形成的三角洲成因的油气储层。暂避开构造、断层因素不谈，可以看出，主要原因是处于上述层序地层位置的砂体与烃源岩、盖层有良好的配置关系。

（二）有利勘探区带预测

通过在等时地层格架内的沉积体系分析，在西斜坡地区预测出 26 个砂、砾岩储集。东营组基准面上升（湖水扩张）时期，砂砾岩体的主要成因类型为近岸水下扇、斜坡扇和盆底扇浊积成因，分布位置主要在凹陷周缘凸起的前缘。基准面下降期砂体的成因类型主要为扇三角洲、三角洲成因，除少数扇三角洲砂岩体分布在凸起边缘外，三角洲砂体主要分布在凸起之间的鞍部，砂体特征受外源补给影响。

综合分析各类砂砾岩体与圈闭、烃源岩、盖层等其他成藏要素的配置关系，并考虑到砂砾岩体的埋深、储集性能等，将前述 26 个砂砾岩体分为三类，并确定出四个有利勘探目标区，分别为：①沙垒田东南侧古河道砂砾岩体；②石臼坨凸起与沙垒田凸起之间三角洲前缘砂体与构造叠置部位；③BZ19-2-1 井区水下扇砂岩体发育区；④S_C 下降半旋回三角洲前缘富砂部位。

第四节　渤海湾盆地惠民凹陷沙三段高分辨率层序地层与岩性圈闭预测

惠民凹陷为渤海湾盆地济阳坳陷内的次一级凹陷，其内部又可以进一步划分为临南、滋镇、信阳、肖庄、里则镇洼陷等负向构造单元和中央隆起带、曲堤断阶带等正向构造单元。下第三系裂谷盆地经历了初始裂陷期，深陷期和裂陷回返期三个阶段。沙三段—沙二下沉积时期为盆地强烈沉降期，盆地基底经历了从最大沉降到逐渐回返上升阶段。形成于盆地深陷期的沙三段地层自下而上表现为粗—细—粗的全旋回。沙三下上部和沙三中沉积时期，惠民凹陷裂陷作用最明显，盆地基底沉降幅度大，物源补给不充分，由于沉积欠补偿作用，较深水湖相发育，形成一套深灰色、灰色泥岩、油页岩夹砂岩或与砂岩不等厚互层沉积，是最有利于岩性圈闭发育的层段。

一、沙三段高分辨率层序地层格架的建立

(一)层序界面的识别

沙三段沉积时期为惠民凹陷基底的强烈沉降期,湖水较深,湖盆范围较大。除底部界面以外,具削截特征的不整合在沙三段沉积过程中并不太发育,特别是盆地主体部位,因而沙三段通常使用的地震标志层仅有T_7、T_6、T_3,这三个地震反射标志层可以全区追踪、对比。

在三级层序的划分中运用基准面旋回和可容纳空间变化原理,通过A/S值变化趋势的分析,识别基准面旋回上升到下降的转换位置(湖泛面)或下降到上升转换位置(层序界面),同时,基准面变化过程中可容纳空间最大和最小的位置对于高分辨率层序地层划分与对比也是至关重要。在沙三段地层中,代表基准面变化转换位置的具有时间地层对比意义的沉积作用转换面包括:顶超面、最大湖泛面与进积/退积(或加积)沉积作用的转换面等三种类型。

顶超面、湖泛面在钻/测井和地震反射剖面中较易识别,前面诸章节中均已论述。沉积作用转换面出现在地层呈进积叠加样式向加积或退积叠加样式的转换位置,由于其代表了基准面下降向基准面上升的转换,因而是具时间意义的层序地层界面。在钻/测井剖面中,这一位置在自然电位、自然伽马曲线上表现为呈进积叠加样式的砂岩与呈加积或退积叠加样式砂岩的转换,如基准面下降期(扇)三角洲向湖盆的推进作用形成的前缘砂体与代表基准面上升期三角洲平原或滨浅湖相砂泥互层沉积的转换位置(图6-31)。

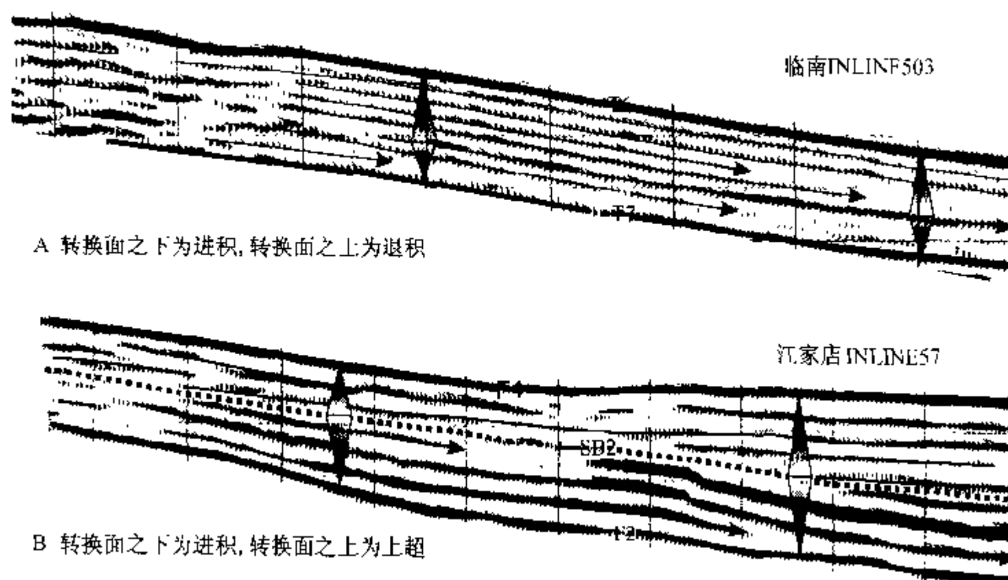


图6-31 沉积作用转换面的地震反射特征

沉积作用转换面在地震剖面上常常难以大范围追踪,在盆地边缘地区转换作用表现为向盆地方向推进的前积反射变为向湖盆边缘收缩的前积反射(图6-31A),或前积反射结构上部出现平缓上超反射特征(图6-31B)。向盆地中心方向,前积反射逐渐消失,沉积作用的转换通常表现为地震反射特征或地震相总体面貌的改变。

运用层序地层、特别是高分辨率层序地层研究方法,在沙三段可识别出10个具有时间意义的界面(图6-32、图6-33)。

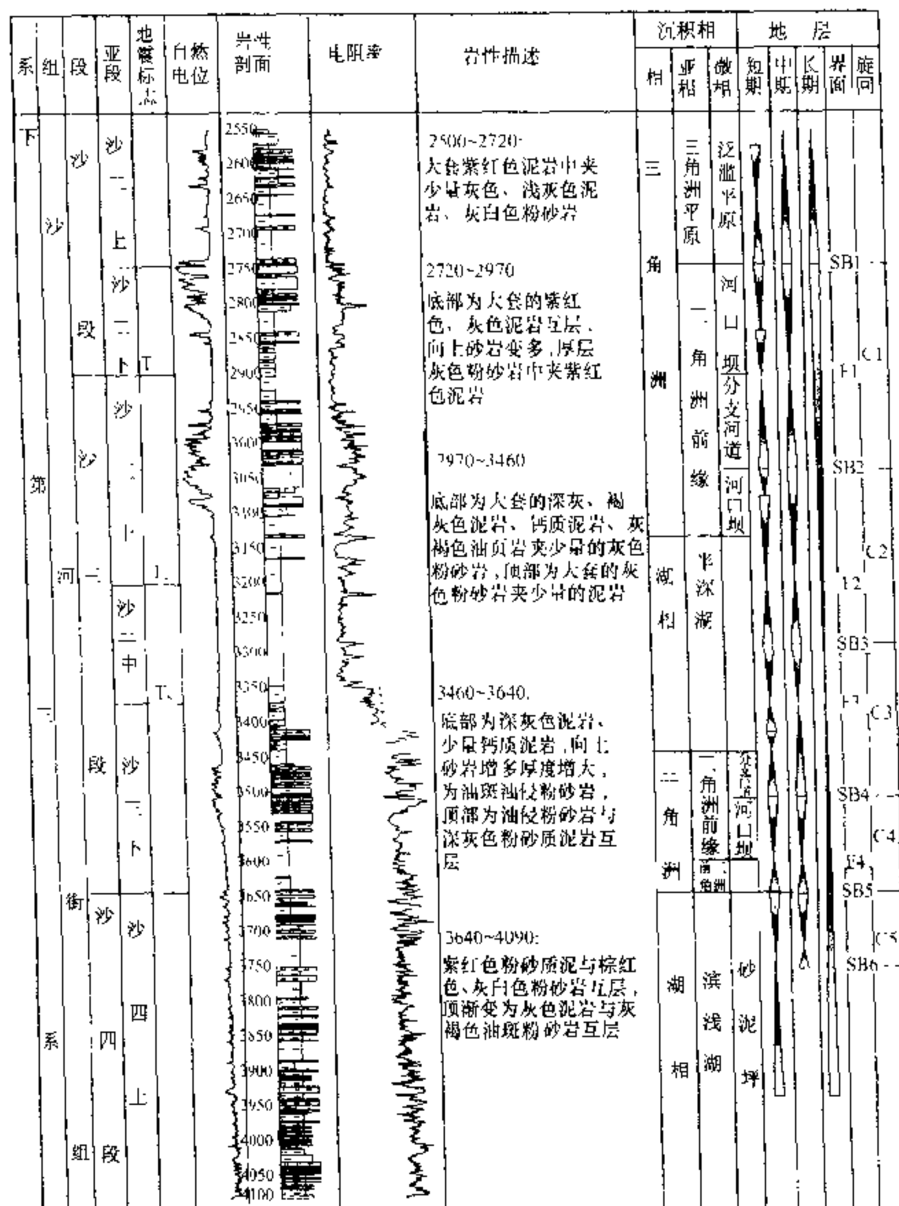


图 6-32　惠民凹陷夏 501 井层序地层综合分析图

1. 基准面下降到上升的转换面

SB6：原沙四上亚段（$Es_4^{上}$）的底界，相当于 T_7 标志层，基本可以全区追踪。地震剖面上局部地区表现为与下伏地层接触的不整合面，临南洼陷骨干剖面上可以见到对下伏地层的削截现象（图 6-34）。在湖盆中心地带一般为连续性较好的强轴，界面之下没有明显的削截现象，但界面上下地震反射特征有明显的区别。

SB5：为沉积作用的转换面。在钻/测井剖面上表现为一套呈进积叠加样式与退积叠加样式砂岩的转换处。在临南洼陷南斜坡的地震剖面上，在该界面之上可以见上覆地层的上超现象，并可在局部范围内追踪（图 6-35）。

SB4：为沉积作用的转换面。在钻/测井剖面上位于一套砂岩内部，为呈进积叠加样式

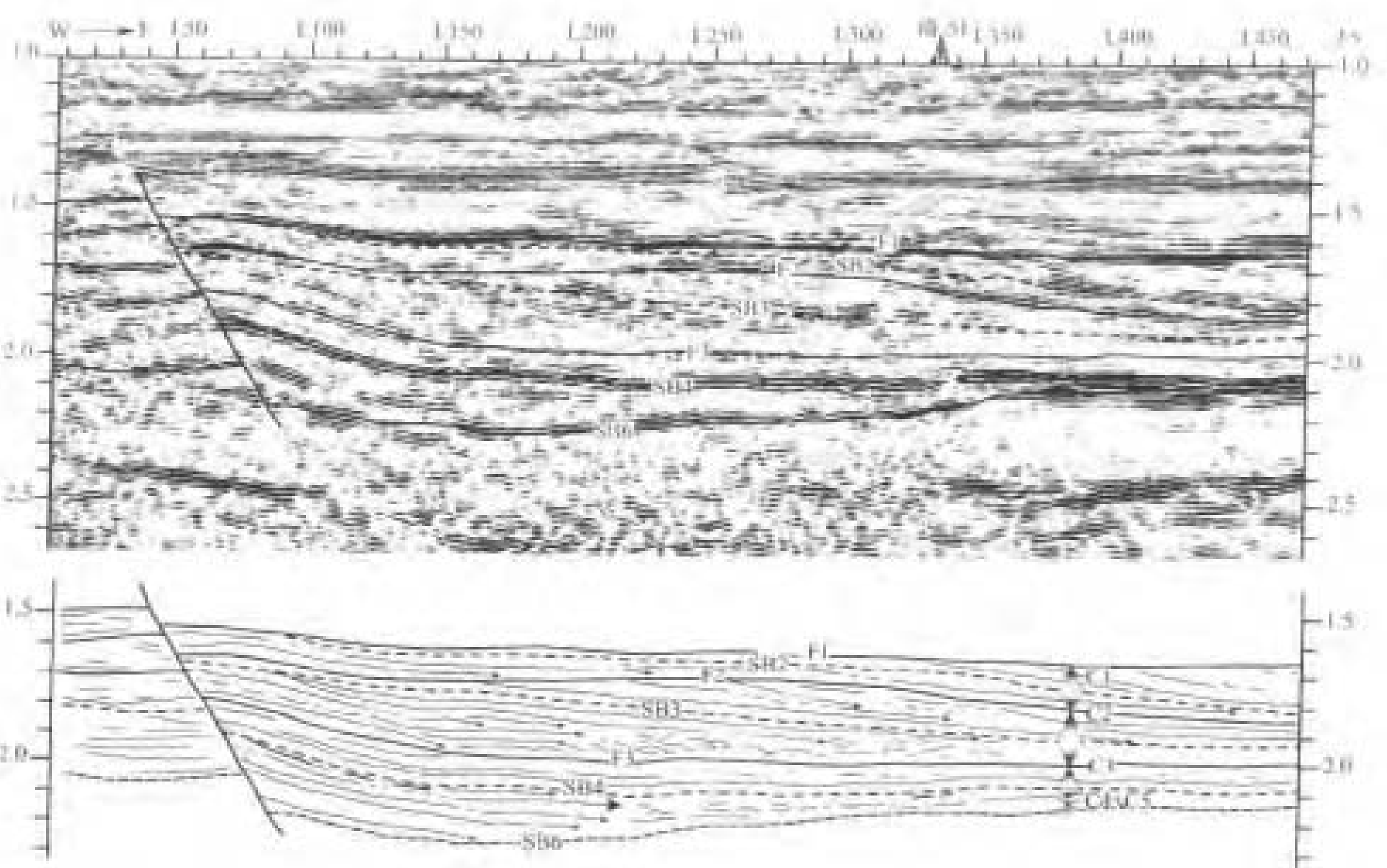


图6-33 中央隆起带田家三维区 CROSSLINE630 层序地层解释

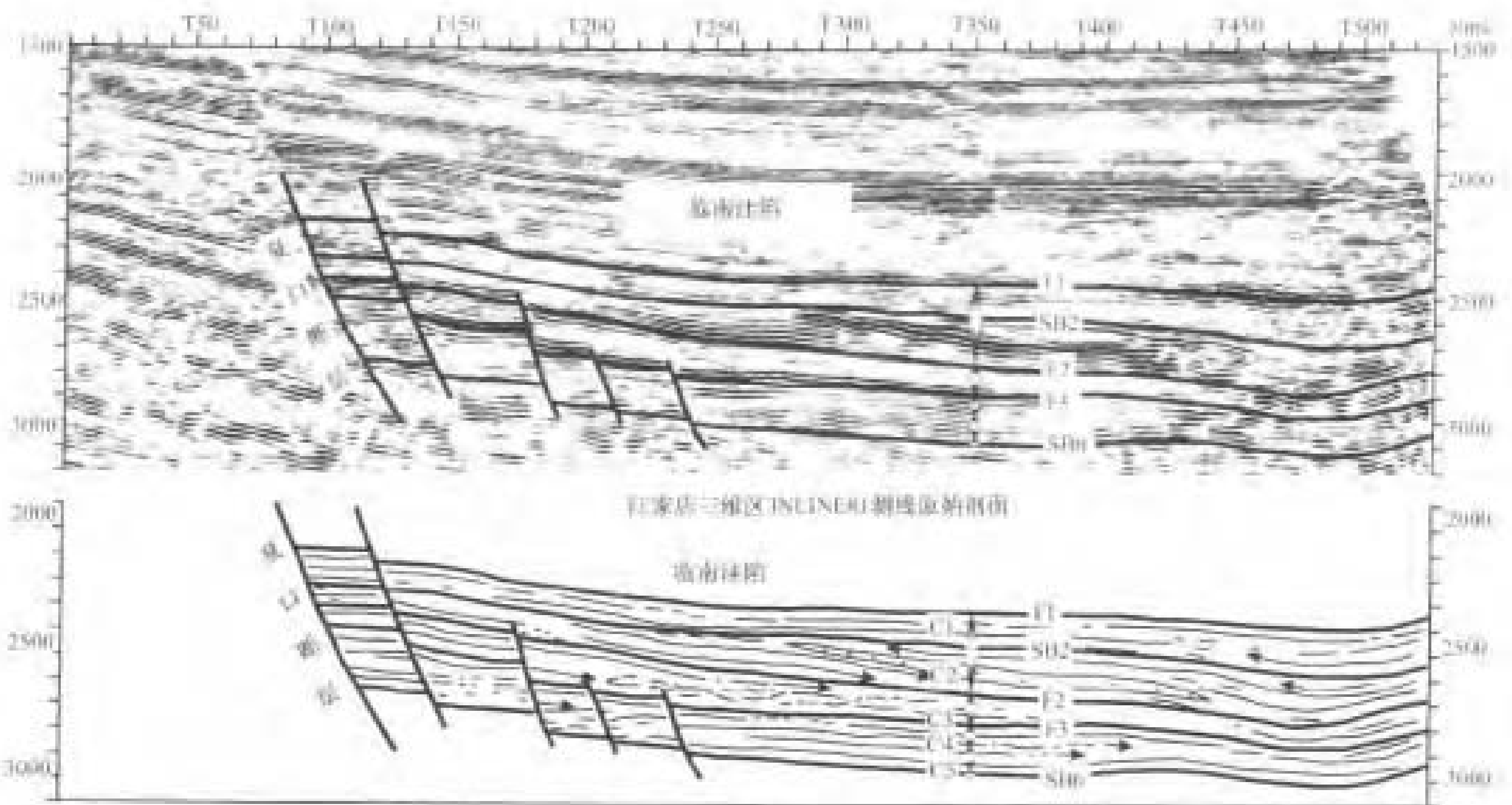


图6-34 临南洼陷江家店三维INLINE81层序地层解释剖面

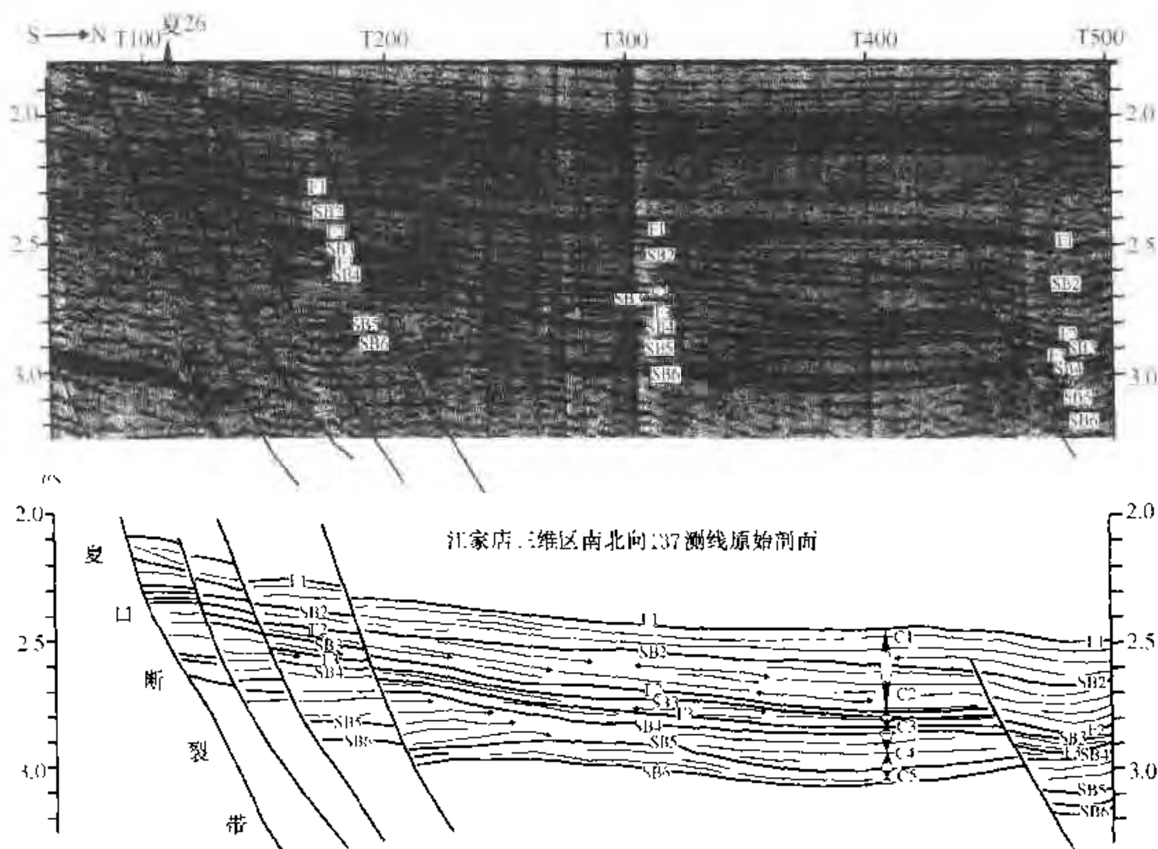


图 6-35　江家店三维区 INLINE137 层序地层解释剖面

与呈退积叠加样式砂岩的转换处。当退积砂岩不太发育时，位于一套进积砂岩的顶部。在地震剖面上，该界面的识别往往依据地震 T_6 标志层，在临南洼陷南斜坡区该界面表现为连续性好的强轴反射，其上为油页岩形成的弱或空白反射。在滋镇洼陷该界面较易识别（图 6-36）

SB3：为沉积作用的转换面、洼陷边缘地区表现为顶超面。在临南洼陷西南部、田家基山砂体发育区，该界面在钻/测井剖面中较易识别，位于一套砂岩内部，呈进积叠加样式与退积/加积叠加样式砂岩的转换位置，在地震剖面上，特别是临南洼陷南斜坡的西南部位，该界面表现为三角洲进积作用形成的顶超面（图 6-37）。在物源体系并未波及的洼陷中心部位、厚层油页岩夹泥岩发育，该界面应位于大段油页岩中的泥岩段或薄层浊积砂岩发育位置。

SB2：为原沙三上亚段（Es_3^1）内部的界面，具顶超面特征，在洼陷边缘部位可以见到与下伏地层的不整合接触。在钻/测井剖面上，该界面位于一套向上变浅的、呈进积叠加样式的厚层砂岩的顶部，或呈进积叠加样式与加积叠加样式砂岩的转换处。在地震反射剖面上，通常为一组前积反射的包络面（图 6-36）。

SB1：为原沙二上亚段（Es_2^1）的底界面。该界面仅能在钻/测井中识别，为一套呈进积叠加样式砂岩的顶界面或厚层河道砂岩底部的冲刷面。由于其位于一套厚层砂岩夹泥岩的内部，地震上不具明显的反射特征。

2. 基准面上升到下降的转换面

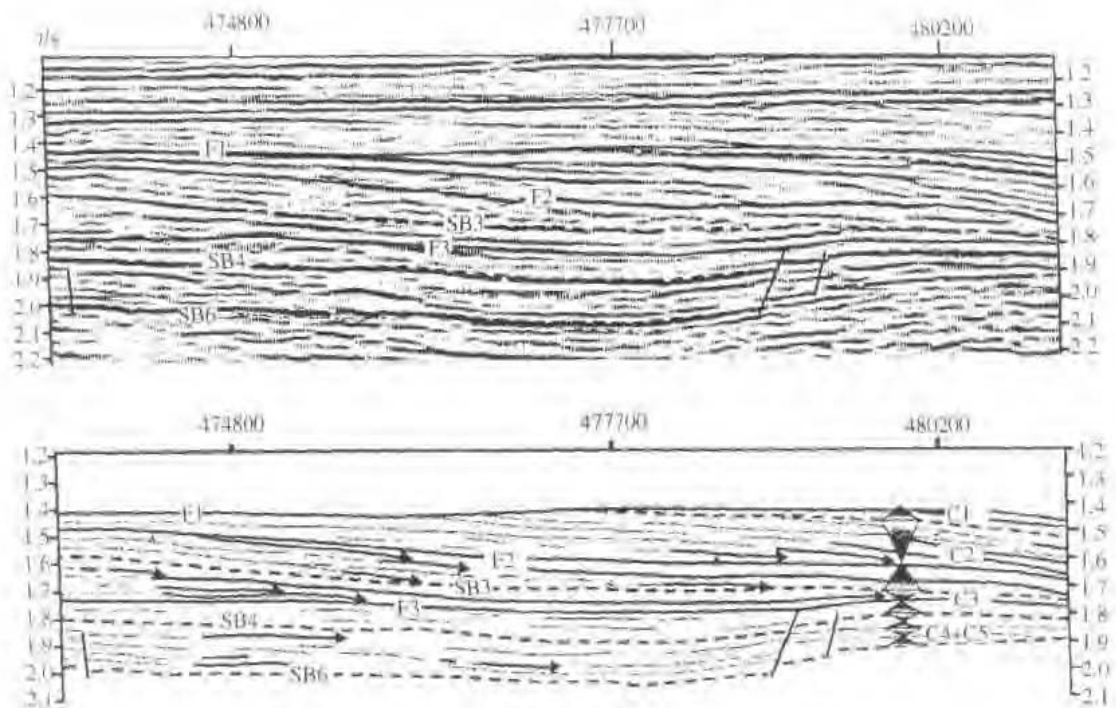


图 6-36 滋镇洼陷东西向 93.4 剖面层序地层解释

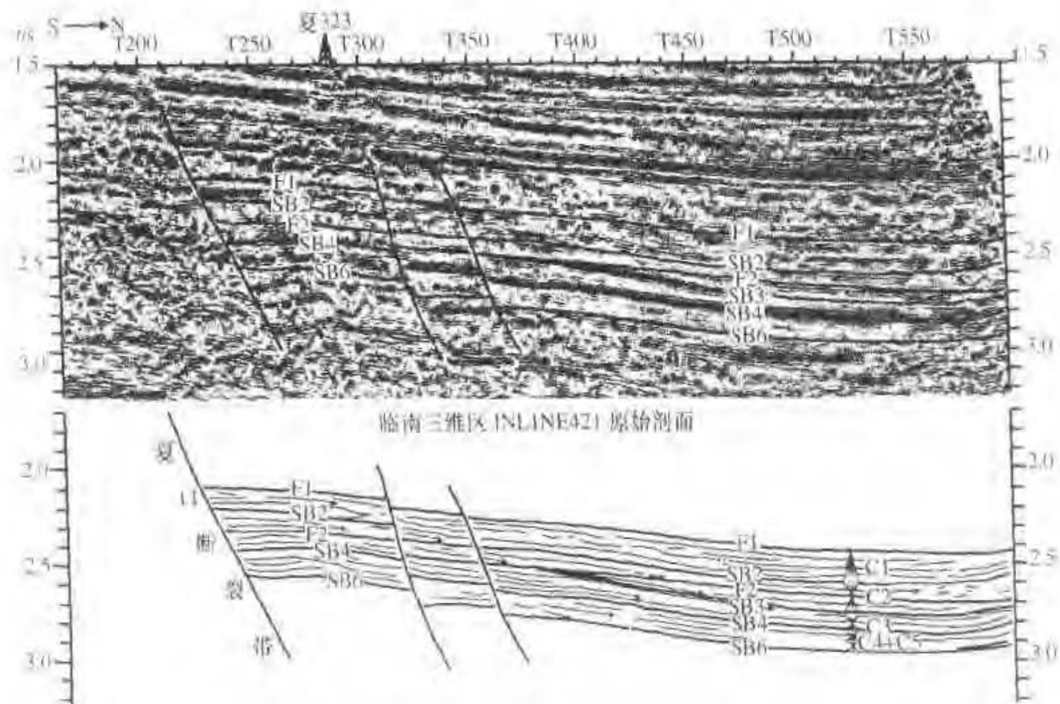


图 6-37 临南三维区 INLINE421 测线层序地层解释剖面

F4：原沙三下亚段（$Es_3^{下}$）的底界面，具湖泛面特征。在临南洼陷南斜坡区，该界面在钻/测井剖面上为两套呈进积叠加样式砂岩底部的厚层泥岩发育段，在洼陷边缘及中央隆起区位于呈退积叠加样式砂岩与进积叠加样式砂岩的转换位置。在滋镇洼陷及基山槽发育区为一套前积砂岩底部的厚层油页岩发育段，比较容易识别（图 6-33）。

F3：原沙二中亚段（$Es_3^{中}$）底界，相当于地震 T_6 标志层。为沙二段–沙二段长期基准面旋回的最大湖泛面，是全区最易识别的界面。在钻/测井剖面上，F3 置于一套油页岩的顶界；洼陷主体部位在地震剖面上位于 SB4 之上一套厚层油页岩形成弱反射或空白反射的顶部。在局部地区（如临南的双丰地区），由于上部三角洲开始向洼陷推进，T_6 还表现为前积层的下超面（图 6-36）

F2：原沙二上亚段（$Es_3^{上}$）的底界，相当于 T_4 标志层，具湖泛面性质。在钻/测井剖面中为一套具反旋回特征的三角洲进积砂岩的底界面。在斜坡地区，地震剖面上常作为一套前积层的下超面（图 6-36），洼陷中心为一套代表厚层湖相泥岩的振幅较弱、断续或空白的反射结构，该界面则位于这套弱反射的顶部。

F1：原沙三上亚段（$Es_3^{上}$）顶界，相当于 T_3 标志层，具湖泛面性质。在钻井剖面上 T_3 表现为分布在不等厚砂泥岩互层上部的厚度不大但较稳定的泥岩、钙质泥岩或泥灰岩段，表现为特征的薄层中高阻段。地震剖面上，该段泥岩一般表现为平行、连续、强振幅反射同向轴（一般为两个强相位）（图 6-36）。

（二）层序地层格架的建立

惠民凹陷沙四上亚段—沙二下亚段作为一个二级层序，相当于一个长期基准面旋回。基准面上升到下降的转换位置，即可容纳空间最大位置，为湖盆最大湖泛面 F3（即 T_6）发育段。

以基准面下降到上升转换位置 SB1、SB2、SB3、SB4、SB5、SB6 为界，可以将沙四上亚段—沙二下亚段长期基准面旋回进一步划分为五个中期旋回，自上而下分别命名为 C1、C2、C3、C4、C5（图 6-38）。

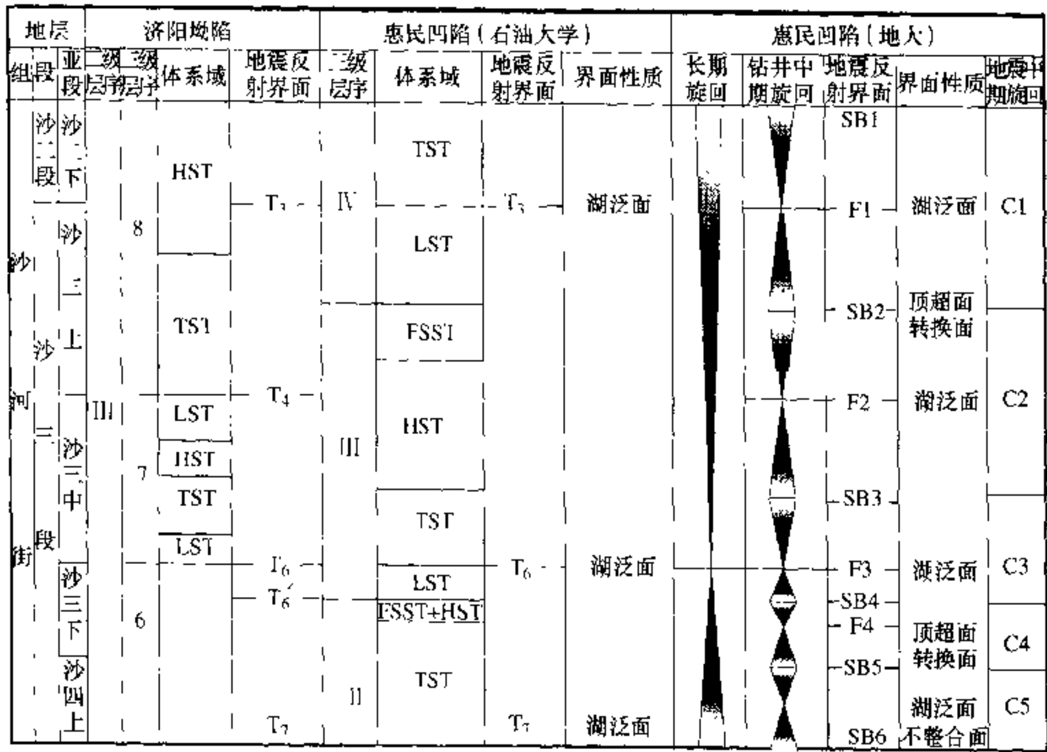


图 6-38　惠民凹陷层序地层划分方案

C1 旋回：大致相当于沙二下亚段—沙三上亚段的上段。顶底界面分别为 SB1 与 SB2，基准面上升到下降的转换位置为湖泛面 F1（T_3）。

C2 旋回：大致相当于沙三上亚段的下段—沙三中亚段的上部。顶底界面分别为 SB2 与 SB3，基准面上升到下降的转换位置为湖泛面 F2（T_4）。

C3 旋回：大致相当于沙三中亚段的下部—沙三下亚段上部。顶底界面分别为 SB3 与 SB4，基准面上升到下降的转换位置为湖泛面 F3（T_6）。

C4 旋回：大致相当于沙三下亚段下部和沙四上亚段部分。顶底界面分别为 SB4 与 SB5，基准面上升到下降的转换位置为湖泛面 F4。

C5 旋回：大致相当于沙四上亚段地层。顶底界面分别为 SB5 与 SB6。

根据识别出的各反射界面特征和上述旋回划分原则，并通过合成记录标定、时深转换、地震相分析等手段进行井-震对比，完成了区域钻/测井高分辨率地层对比，分别建立了惠民凹陷各洼陷以及全盆地沙三段区域层序地层格架（图 6-39）。

二、沉积体系分布与层序发育特征

（一）沉积体系与沉积演化特征

1. 沉积体系类型与分布

以岩心、钻/测井相、地震相分析为基础，在研究层段识别出了三角洲相、扇三角洲相、水下浊积扇相、浊积水道相、滑塌浊积岩相、湖相等六种沉积相类型和十余种亚相或微相类型。各类沉积相、亚相或微相的综合识别标志如图 6-40 所示。六种沉积相在平面上组合成五种主要的沉积体系类型，构成惠民凹陷的主要物源补给体系，即来自北部埕宁隆起的基山三角洲体系、西北部盘河三角洲体系和南部鲁西隆起的双丰三角洲体系、曲堤扇三角洲物源体系。此外，在夏口断裂前缘发育小型扇三角洲或近岸水下扇体系。

上述物源体系在沙三段沉积时期继承性发育，但由于不同时期控盆边界断裂活动规模与强度不同，导致沙三段在区域基准面旋回的变化过程中盆地沉积可容纳空间不断变化，这些物源供给体系建造的沉积体系类型与分布范围也不断改变。同时，由于边界断裂活动时间、活动强度的不均一性，同一时期处于盆地不同位置的沉积体系类型、沉积相的相互配置关系、沉积特征也有明显差异。

（1）C4 旋回（SB4～SB5）沉积体系分布（图 6-41）。该旋回形成于盆地裂陷早期，基准面上升期持续时间较短，基准面下降期沉积物补给速率较大，因而下降期沉积的地层厚度大于上升期地层厚度，旋回具不对称结构（图 6-39）。

基准面上升期湖水大面积扩张，在滋镇凹陷最为明显，由于湖水较深，水体封闭性较强，形成了连续厚度达数百米的油页岩沉积。中部隆起带田家地区湖水也较深，油页岩发育。临南洼陷水体浅，南斜坡区发育厚层较浅水湖相泥岩和扇三角洲体系，在湖水扩张的背景下，扇三角洲呈退积叠加样式。

基准面下降期，可容纳空间逐渐减少，物源补给作用的增强，，来自不同方向的（扇）三角洲向盆地推进作用明显。由图 6-41 可以看出，来自西北部埕宁凸起的基山三角洲和盘河三角洲体系较盆地南部的曲堤扇三角洲、双丰三角洲活跃，影响范围大，构成凹陷的主要物源体系，特别是盘河三角洲。盆地南斜坡区发育来自临南洼陷西南方向的双丰三角洲体系和东南方向的曲堤扇三角洲体系，最大波及范围尚未达到临南洼陷的中心部位。此外，由于夏口断裂带活动形成的陡坡坡折带，在临南洼陷夏口断裂前缘地带尚发育小型扇

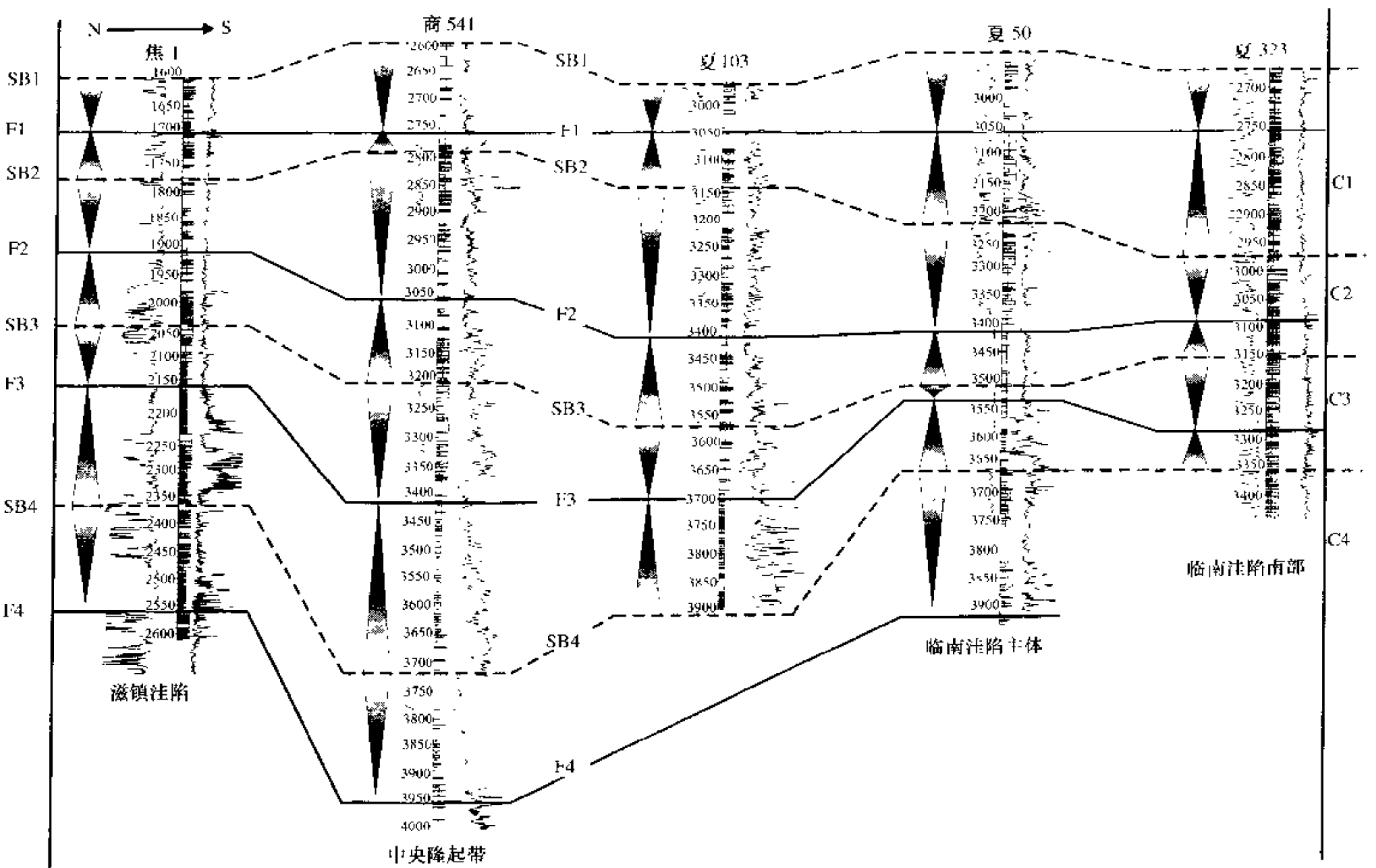


图6-39　滋镇洼陷-中央隆起带-临南洼陷沙三段层序地层对比图

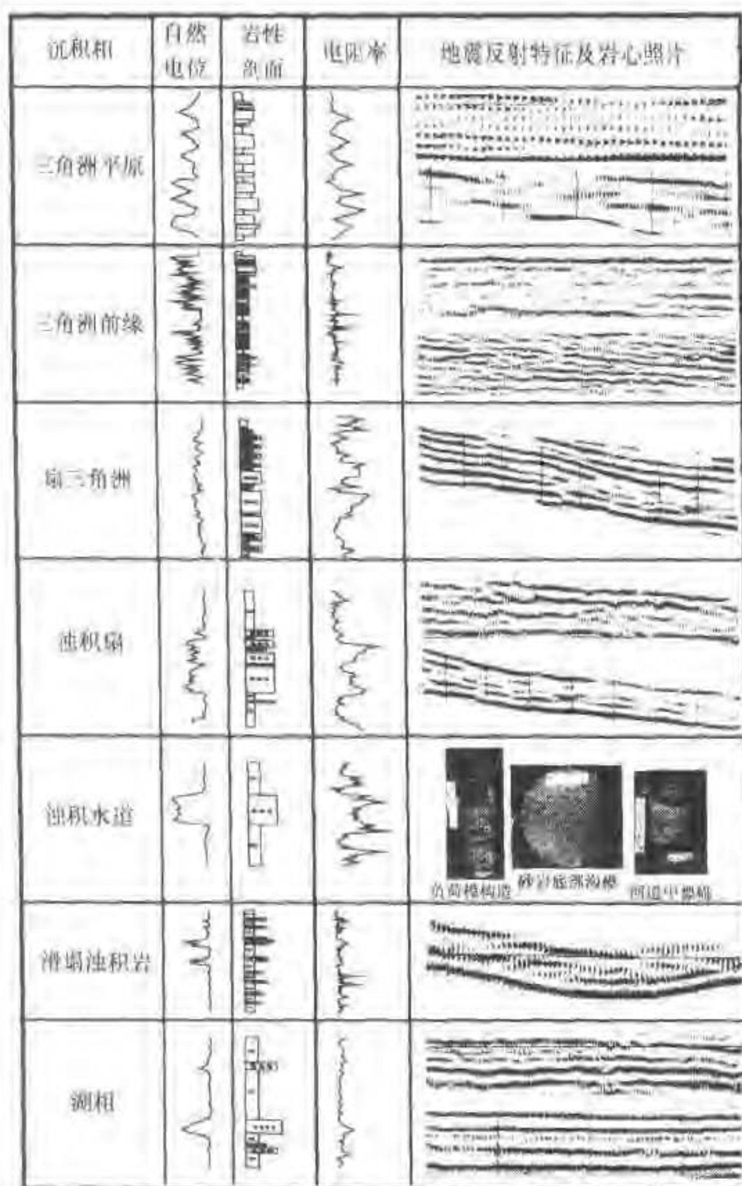


图 6-40　沙三段沉积相综合识别标志

三角洲体系。

（2）C3 旋回（SB3～SB4）沉积体系分布。C3 旋回形成于盆地强烈裂陷期，由于基底沉降快，可容纳空间增加速率较大，基准面上升期地层沉积厚度大于下降期地层厚度，沉积地层具明显的非对称结构。但对于不同的二级构造单元来说，由于边界断层活动的强度、物源体系发育程度的不同，各次级洼陷基底沉降速率与沉积物补给速率差异性明显，基准面旋回构成也有较大区别（图 6-39）。

基准面上升期（SB4～F3）。湖水扩张作用十分明显，早期盆地发育的四大物源体系分布范围明显向盆地边缘收缩。该时期湖泛作用规模大，持续时间长，形成洼陷内广泛分布的较深水湖相沉积，以油页岩、暗色泥岩发育为特征（图 6-42A）。来自西北垦宁凸起的基山三角洲体系、盘河三角洲大面积收缩，退至垦宁凸起前缘一带。双丰三角洲体系在该

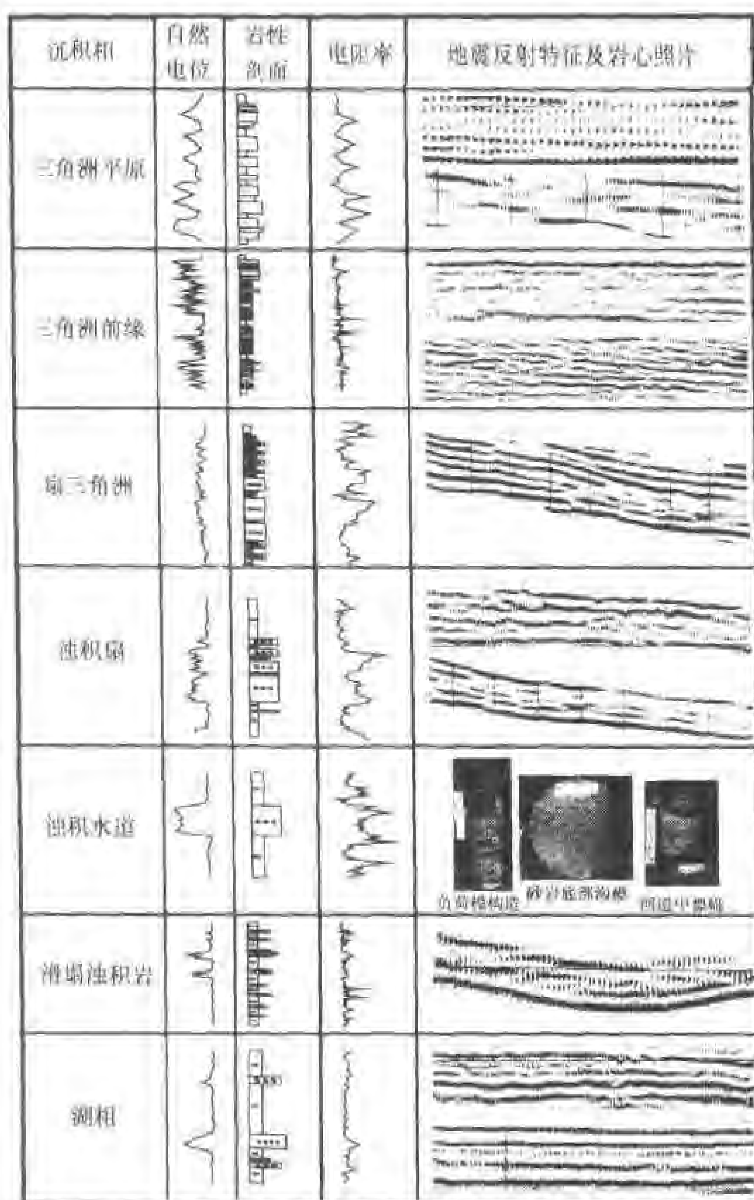


图 6-40　沙三段沉积相综合识别标志

三角洲体系。

（2）C3 旋回（SB3 ~ SB4）沉积体系分布。C3 旋回形成于盆地强烈裂陷期，由于基底沉降快，可容纳空间增加速率较大，基准面上升期地层沉积厚度大于下降期地层厚度，沉积地层具明显的非对称结构。但对于不同的二级构造单元来说，由于边界断层活动的强度、物源体系发育程度的不同，各次级洼陷基底沉降速率与沉积物补给速率差异性明显，基准面旋回构成也有较大区别（图 6-39）。

基准面上升期（SB4 ~ F3）。湖水扩张作用十分明显，早期盆地发育的四大物源体系分布范围明显向盆地边缘收缩。该时期湖泛作用规模大，持续时间长，形成洼陷内广泛分布的较深水湖相沉积，以油页岩、暗色泥岩发育为特征（图 6-42A）。来自西北埕宁凸起的基山三角洲体系、盘河三角洲大面积收缩，退至埕宁凸起前缘一带。双丰三角洲体系在该

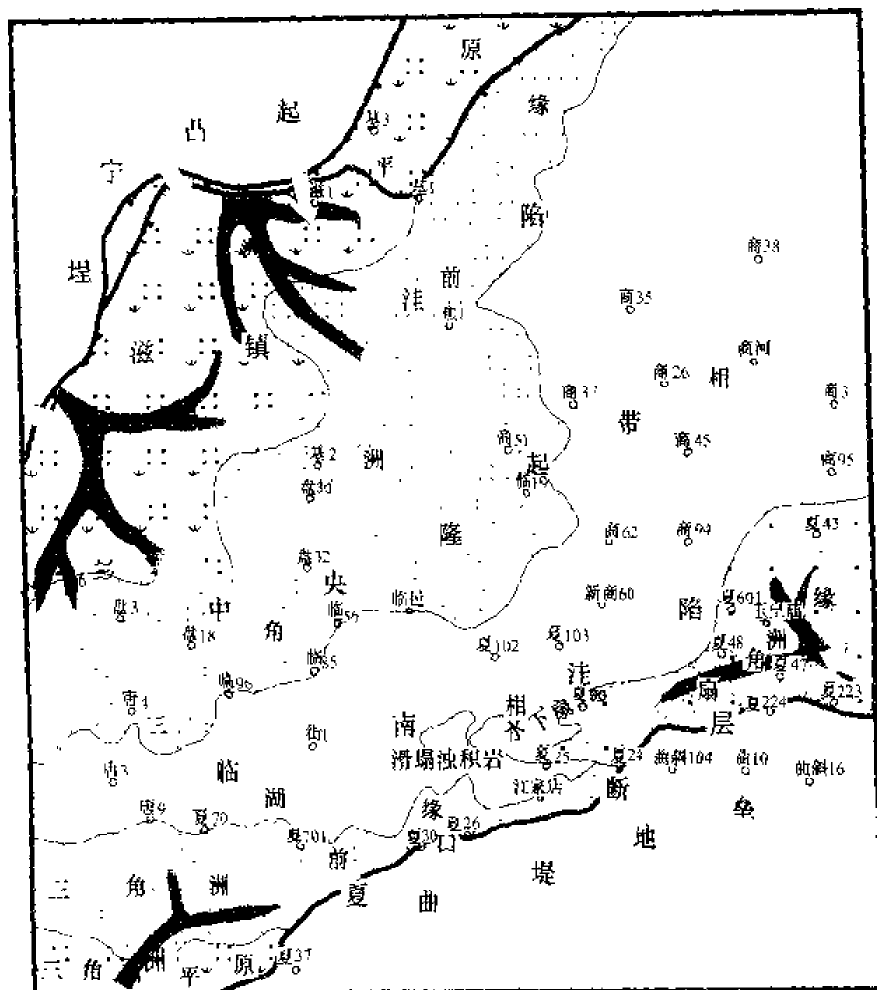


图 6-41　惠民凹陷沙三段 C4 旋回沉积体系分布图

时期继承性发育，分布范围有所减小。曲堤扇三角洲平面分布范围比早期略有减小，砂岩沉积厚度明显变薄。由 C4 基准面下降期的进积叠加样式变为明显的退积叠加样式。沉积体系构成也与早期有显著区别，表现为扇三角洲前缘浊积扇沉积作用减弱、并逐渐消失，仅发育扇三角洲前缘相沉积。盆地南缘由于夏口断裂强烈活动形成陡岸地形，湖水相对较深。仅在局部地区发育来自断裂上升盘的沉积物进入深水湖区形成的水下扇体系。

基准面下降期（SB3～F3）。滋镇洼陷西北埕宁凸起的物源补给作用活跃，来自西北方向的基山三角洲向盆地推进，成为惠民凹陷主要物源补给体系。该时期，临南洼陷北界的临商断裂和南界的夏口断裂活动强烈、基底沉降速率明显大于物源补给速率，盆地的沉积中心逐渐向临南洼陷迁移。临南洼陷主体部位水体较深，以厚层深灰色泥岩、少量油页岩、局部夹浊流成因的粉细砂岩为特征（图 6-42B）。

该旋回沉积时期，临邑断裂强烈活动，中央隆起带的西部和东部上升明显，中部形成了近南北向展布的基山槽。基山槽成为了基山三角洲进入凹陷中心的主要通道，并控制了基山三角洲的分布。三角洲自北西向东南方向经沟槽进入临南洼陷，进积作用十分明显，影响范围一直可以达到中央隆起带的基山槽及至临南洼陷北坡的夏 101 和夏 105 井附近，展布面积约为 550km^2。基山三角洲沿沟槽进入盆地时三角洲沉积体系的性质逐渐发生变

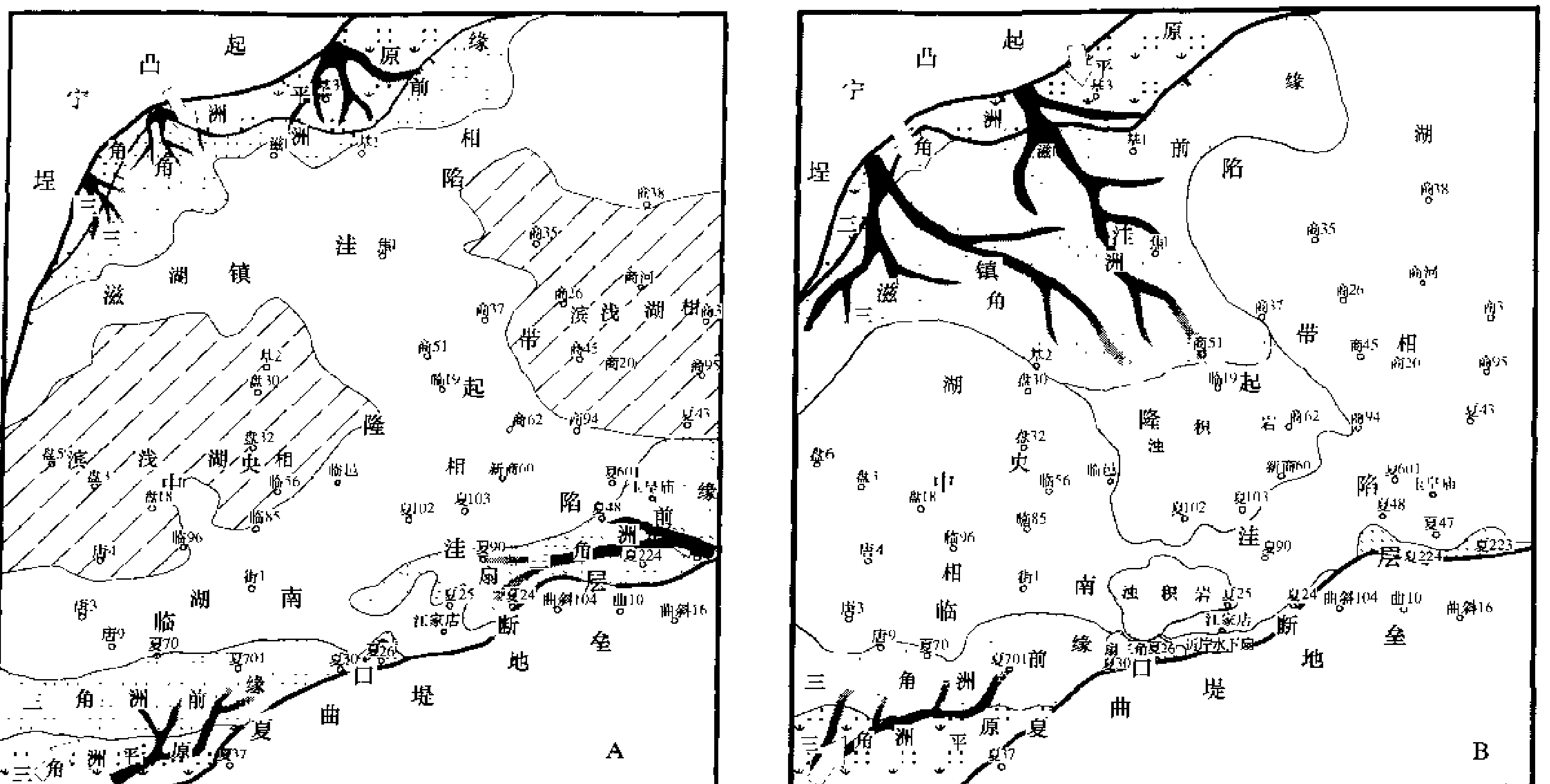


图 6-42 惠民凹陷沙三段 C3 旋回沉积体系分布图

A—上升半旋回；B—下降半旋回

化，滋镇洼陷以三角洲前缘相为主，基山槽主体部位出现水下扇。在基山槽前缘进入临南洼陷的斜坡部位，由于滑塌作用，在临南洼陷北部形成滑塌浊积沉积，由此形成三角洲-水下扇沉积体系。

双丰三角洲继承性发育，但影响范围有限。曲堤扇三角洲大面积退缩，影响范围明显减小。临南洼陷东南缘钻井均未钻遇该三角洲体系，说明其至少退缩到玉皇庙以东地区。

南斜坡扇三角洲体系与扇三角洲-滑塌浊积扇体系活跃。夏口断裂带活动幅度较大，断裂带中段前缘陡坡带水体较深，断裂上升盘的沉积物进入洼陷可以形成小型扇三角洲体系。扇体规模不大，沿断裂带前缘呈裙状或串珠状分布（图 6-42B）。在适当的古地貌（断阶与浅沟）背景下，规模较大的扇三角洲前缘可以发生滑塌作用，在洼陷内形成小型浊积扇及滑塌浊积岩沉积（图 6-42B、图 6-43）。

（3）C2 旋回（SB2～SB3）沉积体系分布。该旋回形成于沙三段裂陷阶段的萎缩期，基准面下降时期湖盆充填作用显著，因而基准面下降半旋回沉积的厚度大于基准面上升半旋回的厚度，旋回具不对称结构（图 6-39）。

基准面上升期。盆地发生又一次较大的湖泛作用，除中央隆起带的基山槽地区之外，滋镇洼陷、中央隆起区及临南洼陷主体均为湖相沉积。在湖水扩张背景下，来自各方向的三角洲体系退缩，但总体来看，西北物源体系对盆地的影响仍然较南斜坡方向的物源体系强，延伸范围大。

基山三角洲对盆地的影响仍能达到基山槽部位，但沉积作用逐渐减弱。三角洲进入基山槽后，滑塌和快速堆积作用不明显，水下扇渐消失。盘河三角洲可能仅影响到洼陷西北边缘地区。该时期双丰三角洲体系仍较发育。由于湖水扩张，来自夏口断裂上升盘的短轴物源体系不太活跃，即使靠近断裂带部位，由于坡度较陡，仍以较深水湖相为主（图 6-44A）。

基准面下降期。盆缘断层的活动强度减弱，基底沉降速率减慢。与此同时，周缘的物源体系活跃，沉积物补给速率增加，A/S 值逐渐减小。来自不同方向的河流-三角洲体系向盆地的推进作用十分明显，分布面积大、砂岩沉积厚度大。滋镇洼陷几乎均被河流-三角洲沉积物充填。临南洼陷内，仅在营子街断层以北至临邑断层的狭长地堑内保持为滨浅湖相沉积，其余大部分地区发育三角洲相（图 6-44B）。

基山三角洲仍自北北西方向向洼陷推进。西侧盘河三角洲物源体系补给作用增强，波及范围较沙三段沉积早期明显增大。南斜坡区双丰三角洲沉积体系和曲堤三角洲沉积体系沿盆地长轴方向大面积向盆地推进，几乎覆盖了临南洼陷。两个物源体系交汇区可能位于夏 94 井一带。曲堤三角洲前缘滑塌现象明显，随着三角洲逐渐向洼陷中心推进，形成一系列小型滑塌浊积岩体。

（4）C1 旋回沉积体系分布。该时期盆地地形已趋平缓，滋镇洼陷与临南洼陷以河流-三角洲平原相广泛分布为特征，三角洲的进积作用并不明显，多数地区三角洲平原沉积直接与滨浅湖区相接，并未发育三角洲前缘相。滨浅湖相仅出现在营子街断层以北的洼陷中心部位。基准面上升晚期，大面积湖泛作用迅速发生，水体不深，水域范围较广。此次湖泛作用在凹陷内形成分布稳定、厚数十米的钙质泥岩或灰色泥岩段。基准面下降期，河流-三角洲再次向湖盆推进，河流作用逐渐加强，惠民凹陷几乎均被陆上沉积作用所占据。

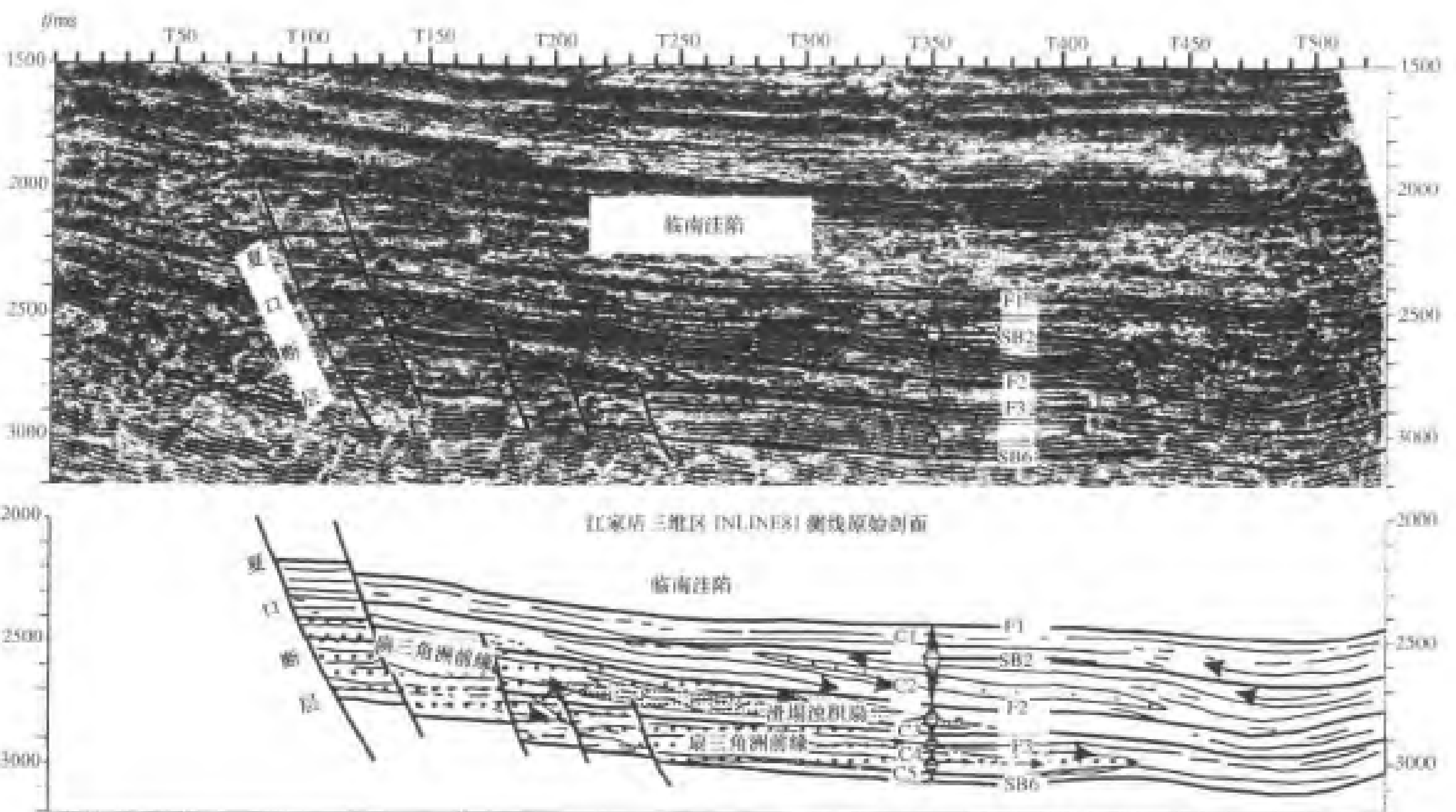


图 6-43　江家店三维区 INLINE81 测线原始剖面及其沉积体解释

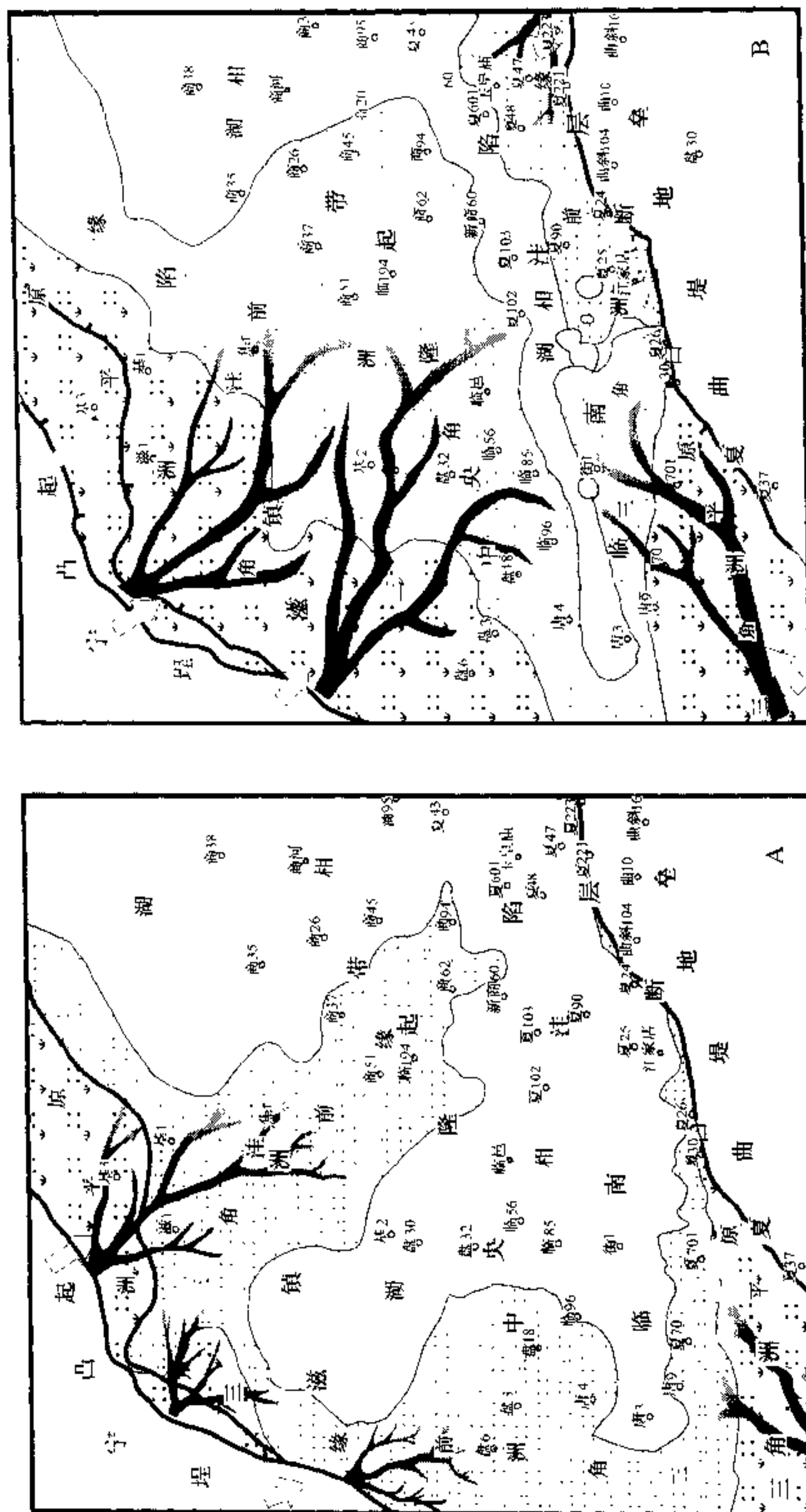


图 6-44 惠民凹陷沙三段 C2 旋回沉积体系分布图

A—上升半旋回；B—下降半旋回

2. 沉积演化特征

惠民盆地下第三系层序的形成和演化与区域构造运动的阶段性密切相关。济阳运动导致盆地沙三段—沙二上长期基准面旋回的形成。这一时期为济阳坳陷下第三系裂谷盆地的强烈裂陷期，盆地基底经历了强烈沉降到回返的全过程，形成了粗—细—粗的全旋回地层。在该长期基准面旋回内，作为济阳运动的三个构造幕（Ⅰ幕、Ⅱ幕和Ⅲ幕）的响应，次一级基准面旋回的上升与下降又导致5个中期基准面旋回的形成。分析不同级次基准面旋回的构成、旋回的对称性在盆地发育、不同地质时期的变化以及在同一地质时期不同构造单元的特征，可以深入了解盆地沉积地层的时空演化特征（图6-45)。

沙三段沉积期间，湖盆经历了扩张与收缩的多期演化过程，形成沙三段的5个中期基准面旋回（三级层序）。期间发生三次较大的湖泛作用，形成F3、F2、F1三个湖泛面。湖泛规模自下而上依次减小、持续时间逐渐变短，由此导致各中期基准面旋回的对称性自下而上发生有规律的变化。

旋回C5形成时期，惠民凹陷西北侧埕宁凸起前缘断裂活动强烈，中央隆起带尚未形成，盆地的沉降中心与沉积中心在盆地北部的滋镇洼陷与信阳洼陷，地层沉积厚度大、厚层油页岩发育（焦1井—商541井)。

旋回C4形成于裂陷活动的早期，基底沉降持续时间较短，使该旋回的基准面下降期地层厚度大于上升期的地层厚度。盆地北部基山三角洲与盘河三角洲体系活跃，向盆地方向大面积推进，影响范围可以达到中央隆起带前缘，对盆地沉积物的补给作用明显（焦1井—商541井)。与此同时，临南洼陷南界的夏口断裂带东段断裂活动逐渐增强，形成陡坡坡折带地形。曲堤三角洲来自临南洼陷的东南侧，由于受夏口断裂活动形成的南坡断阶带的控制和洼陷东北高西南低的地势影响，自东南向西流入盆地，是临南洼陷南斜坡区发育的主要物源体系（以夏50井为代表），随后，中央隆起带前缘的临邑大断裂开始活动，断裂活动的不均一性导致中央隆起带中部基山槽逐渐形成。

旋回C3形成时期，基准面上升时间持续长，沉积厚度大，湖水扩张，各物源体系均向盆地边缘退缩。基准面上升时期形成的地层厚度明显大于下降时期形成的地层厚度，具显著不对称性结构，表明盆地进入以基准面上升阶段为主的演化阶段。此时，临邑大断裂活动强度增加，中央隆起带形成，滋镇洼陷与临南洼陷沉积分割性逐渐增强，仅隆起带中部宿安地区发育的基山槽起着连通两个洼陷的作用。与此同时，夏口断裂带活动趋于强烈，临南洼陷逐渐变为双断地堑盆地，成为惠民凹陷的沉积中心，在洼陷主体部位沉积了巨厚的以深灰色泥岩为主的沉积。盆地的沉降中心与沉积中心由早期的滋镇洼陷逐渐向南迁移至滋镇洼陷南部、中央隆起带中部以及临南洼陷北部。

旋回C2形成时期，地层旋回基本具对称性结构，但对称程度自北向南逐渐变差。由北向南基准面下降期沉积的地层厚度与上升期沉积的地层厚度比值逐渐增大，旋回的不对称性逐渐明显，表明临南洼陷在该时期物源补给速率大于盆地沉降速率，沉积物对盆地的充填作用逐渐明显。

旋回C1形成时期，盆地主要断裂的活动明显减弱，古地形趋于平缓，沉积特征具拗陷充填性质。基准面旋回下降期沉积的地层厚度（沙二下亚段）明显大于上升期沉积的地层厚度。基准面上升早期，河流三角洲平原相广泛发育。基准面上升最大期形成了最后一次较广泛的湖泛作用，但持续时间短，在凹陷整体上升的背景下，凹陷的水体并不深，以

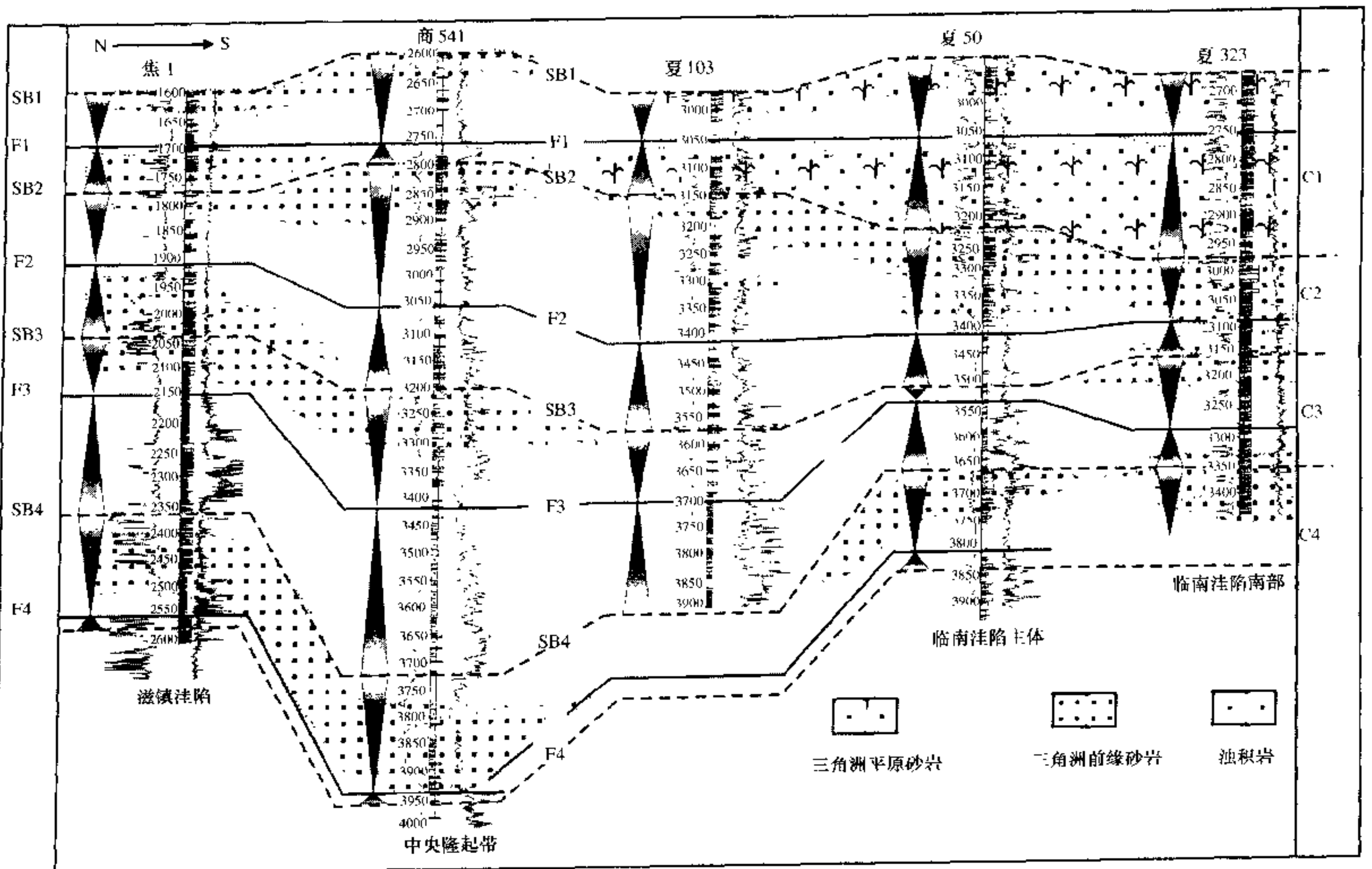


图 6-45　惠民洼陷层序地层分布样式与沉积演化特征

滨浅湖发育为特征。之后，盆地基底抬升，基准面大幅度下降，沉积物补给充分，形成了大厚度的河流-冲积平原相。

（二）断陷湖盆深陷期层序地层模式探讨

沙三段形成于盆地的强烈裂陷期，基底沉降速率大，湖盆以深水湖相为主。同时，该时期由于边界断层活动规模、幅度的不均一性和中部临邑大断裂的形成，盆地的结构也逐渐发生变化。作为惠民凹陷主要二级构造单元的临南洼陷，由于北界的临邑断裂与南界的夏口断裂活动逐渐发育为双断式、北东东向延伸的长形地堑盆地。因而，沙三段层序充填特征与经典的层序地层模式在层序界面性质、层序构成及体系域发育特征等方面有较明显的区别。具体表现为：

（1）由于沙三段形成于基底的强烈沉降期，除顶底界面外，构成沙三段的中期基准面旋回（三级层序）的层序界面性质的不整合特征并不明显，多表现为由于水流路过冲刷作用形成的沉积间断不整合面（顶超面），如 SB2、SB4，或沉积作用的转换面（整合界面），如 SB3。

（2）中期基准面旋回上升早期（低位体系域），沉积体系的构成与被动大陆边缘的低位域构成模式不尽相同，特别是在盆地强烈沉降阶段，低位域发育较差，仅表现为来自盆地短轴方向的沉积物在断层陡坎部位形成规模不大的扇三角洲或近岸水下扇，如旋回 C3 与旋回 C2 的形成。

（3）在强烈沉降阶段，由于基底沉降速率快，沉积欠补偿作用持续时间较长，水进体系域十分发育。其特征是沉积地层厚度大，粒度细，厚层油页岩、深灰色泥岩发育，如旋回 C2 和旋回 C3 的形成。

（4）各中期基准面下降期（高位域），洼陷物源补给充分，（扇）三角洲进积作用十分明显。在缓坡断阶带构成的坡折背景下，（扇）三角洲前缘滑塌作用形成小型浊积扇或滑塌浊积岩。（扇）三角洲与前缘滑塌浊积扇或水下扇组合构成是基准面下降期的重要沉积体系类型。

（5）临南洼陷南缓北陡的双断地堑式盆地结构、受北东东向展布断裂活动控制的东西向延伸、南北向狭窄的洼陷形态，中央隆起带对北部沉积体系的补给的拦截等因素使构成该洼陷的各中期旋回的地层结构与沉积体系分布具明显的不对称性。来自长轴方向的（扇）三角洲是洼陷的主要物源供给体系。

综上所述，沙三段沉积时期，随不同构造演化阶段盆地可容纳空间的变化，各类沉积体系在盆地演化过程中所发育的层序地层位置具明显的规律性。沉积充填特征与沉积作用形式随着盆地沉降速率与沉积物补给速率之间的相对比值的变化而变化。就长期基准面旋回而言，扇三角洲、三角洲沉积体系主要发育在湖盆裂陷早期（C4 旋回），三角洲-水下扇或三角洲-滑塌浊积扇沉积体系主要出现在湖盆深陷期（旋回 C3 与旋回 C2），三角洲-湖相沉积体系主要发育在湖盆萎缩期（旋回 C2）；就中期基准面旋回而论，基准面旋回上升期，早期发育小型近岸水下扇，水进期湖水迅速扩张，以深水湖相沉积作用为主；基准面下降期（扇）三角洲体系、（扇）三角洲-滑塌浊积沉积体系发育，并随着基准面下降，可容纳空间的减小，各类沉积体系逐渐向湖盆推进。

三、岩性圈闭预测

临南洼陷沙三段岩性圈闭的形成与分布与来自盆地不同物源方向的沉积体系的类型、

发育位置与演化特征密切相关。沙三段沉积时期，特别是中早期，临南洼陷以深水湖相沉积为主，暗色泥岩厚度大、分布广。来自各个方向的三角洲前缘砂体、水下扇或滑塌浊积岩进入深水湖区，与深水湖相泥岩组合，有利于形成岩性圈闭。从层位上讲，旋回 C2 和旋回 C3 形成时期，特别是基准面下降期，（扇）三角洲物源补给充分，向盆地进积作用明显、前缘滑塌作用强，最有利于岩性圈闭的形成。

在沉积体系与沉积相分析，特别是在高分辨率层序划分、对比与沉积微相研究的基础上，充分利用钻井、三维地震资料对重点研究区临南洼陷的岩性圈闭分布作出了预测（图 6-46）。

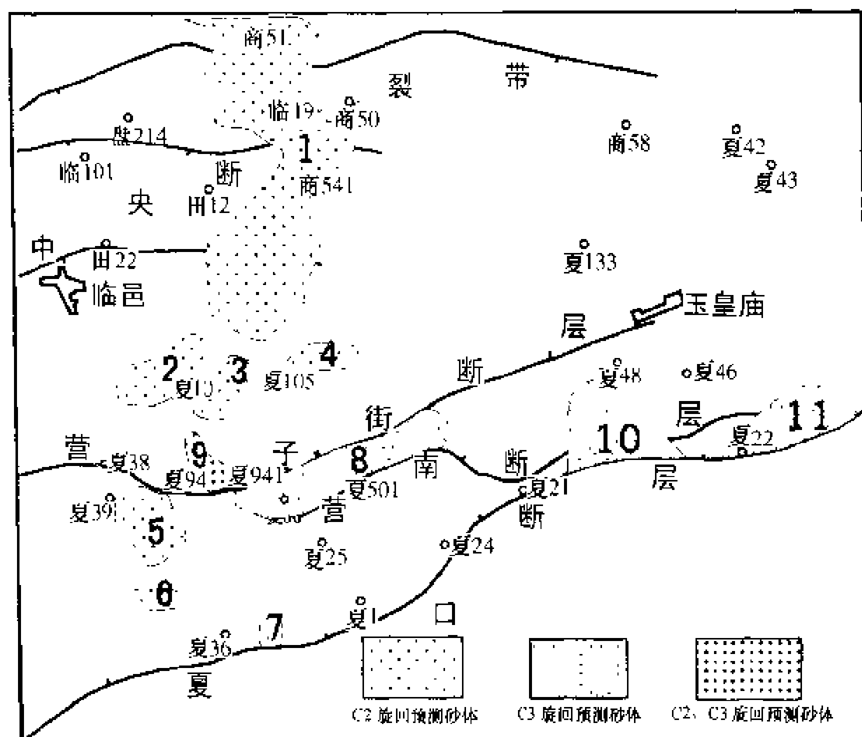


图 6-46 临南洼陷江家店三维区和田家三维区有利岩性圈闭目标区预测

（一）与基山三角洲体系相关的岩性圈闭预测与评价

基山三角洲-水下扇沉积体系在旋回 C3 基准面旋回下降期和旋回 C2 基准面上升期继承性发育。基山砂体发育于湖泛面 F2 与 F3 之间（沙三中沉积时期），两个湖泛面之间发育层序界面 SB3。由于受西北物源三角洲体系进积、退积与湖泛作用的周期性影响，砂体的旋回特征很明显。分析砂体的堆积样式可以看出，基山砂体的形成与发育经历了进积、加积与退积三个时期。由此，将基山砂体划分为四个等时的地层单元，自下而上命名为砂层组Ⅰ、砂层组Ⅱ、砂层组Ⅲ与砂层组Ⅳ（图 6-47）。由于这四个砂层段的划分以三角洲的沉积作用变化导致地层叠加样式的改变为基础，其界面均为沉积作用的转换面或湖泛面，因此砂体对比等时性、区域可对比性均较强。

构成该体系的三角洲前缘和水下扇沉积物在沟槽部位较深水湖区发生沉积作用，砂体被较深水湖相暗色泥岩包围，易形成岩性圈闭，成藏条件较好。从纵向上看，砂层组Ⅰ和砂层组Ⅳ发育期，基山三角洲物源补给作用较弱，特别是形成于三角洲的退积作用期的砂

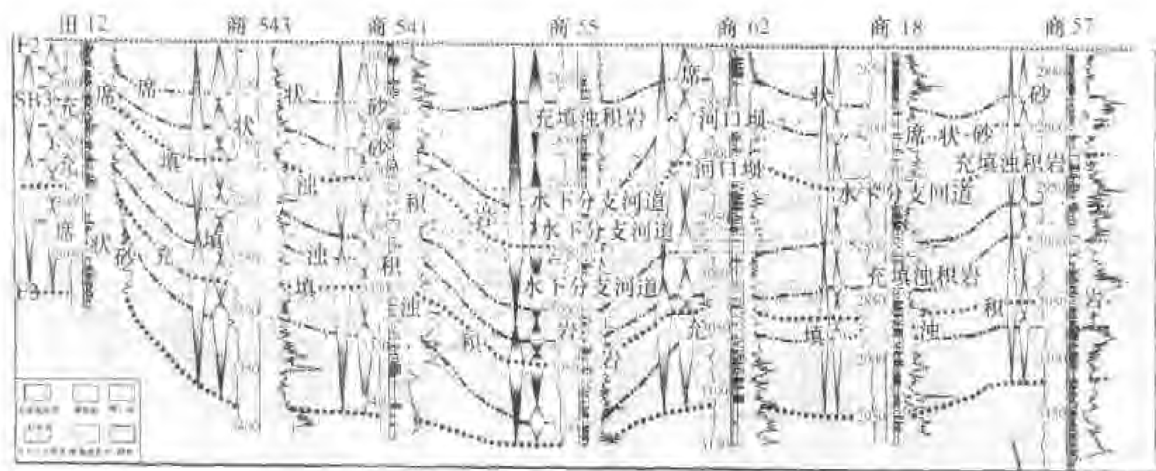


图 6-47　基山砂体沉积微相构成与演化剖面图（田 12 井—商 57 井）

层组Ⅳ，在基山槽部位水下扇和滑塌浊积岩不甚发育，取而代之的是三角洲前缘席状砂相。前缘席状砂与深水湖相泥岩呈指状交互或呈透镜状，有利于岩性圈闭形成。砂层组Ⅱ与砂层组Ⅲ形成于 C3 旋回基准面下降晚期，基山三角洲进积作用强，物源补给充分，在基山槽前缘陡坡部位易产生滑塌作用，因而滑塌浊积岩更为发育。从平面分布来看，与基山三角洲有关的岩性圈闭类型与分布特征如下：

（1）三角洲向基山槽推进时，在沟槽内形成的浊积扇沿斜坡向洼陷方向发生再滑塌作用，可以在临南洼陷内形成小型浊流成因的透镜体。虽然这些浊积岩体规模不大，砂体厚度也较薄，但由于被深水湖相泥岩包围，是寻找岩性圈闭油气藏的最有利地区。

（2）发育在基山槽部位的充填成因的浊积岩和浊积水道形成于三角洲前缘分支河道的快速堆积作用，砂体厚度大，延伸距离较远，向上倾方向侧向封堵性可能较差，不利于形成岩性圈闭。但当砂体向东西两侧的盘河构造和商河构造侧翼上倾尖灭时，与构造带发育的断裂匹配可形成岩性圈闭或断块构造-岩性圈闭。

（3）基山三角洲发育的各个时期，特别是湖水扩张、三角洲向盆地边缘退缩时期，如砂层组Ⅳ沉积时期，三角洲前缘小型分支河道、前缘席状砂分布区是有利的岩性圈闭。

（二）与近岸水下扇（扇三角洲）体系相关的岩性圈闭

沙三段沉积中期（旋回 C3 沉积时期），夏口断裂活动强烈，临南洼陷逐渐向双断地堑式盆地转化，断裂上升盘（曲堤地垒）遭受剥蚀。但相对洼陷北侧边界来说，南斜坡的坡度仍较平缓，夏口断裂带前呈阶梯状分布的北掉断层形成了地形坡折，有利于沉积物的堆积。

（1）基准面上升期，夏口断裂处于强烈活动期，盆地基底沉降速率大，近断裂边缘地带水体较深，来自曲堤凸起的沉积物沿断裂前缘形成一系列近岸水下扇或扇三角洲，规模虽不大，但由于与较深水泥岩交互，易形成岩性圈闭。这些扇体多分布在夏口断裂与前缘派生断层构成的低断块或继承性发育的沟谷地形内。

（2）基准面下降期，凸起剥蚀作用增强，近岸水下扇或扇三角洲扇体向洼陷推进。扇体前缘滑塌作用在斜坡部位发育的局部低洼地形或洼陷中心堆积成小型浊积扇或浊积体。这些砂体被深水相泥岩包围，是最有利的岩性圈闭（图 6-42B）。

（三）与曲堤扇三角洲体系相关的岩性圈闭

旋回C4基准面下降期，曲堤扇三角洲由东南方向向临南洼陷推进时，可能受营子街断层和营南断层组成的沟槽控制，沿沟槽延伸方向自东向西推进。该洼槽不仅控制了扇三角洲前缘砂体的延伸方向与分布范围，而且由于洼槽地形低，水体较深，三角洲前缘相直接进入较深水湖相环境，沉积物性质向水下扇过渡。水下扇前缘部位的沉积物在向洼陷推进时，还可能由于滑塌作用在临南洼陷中心（营子街断裂以北）形成浊积岩体。

旋回C2基准面下降期（沙二上沉积时期），曲堤三角洲向洼陷大范围推进，经过多期进积作用形成了规模较大的三角洲进积体。多期进积的三角洲在前缘产生多期滑塌作用，形成一系列规模不等、呈进积叠置滑塌浊积体（图6-43B、图6-48）。三角洲砂体紧邻生烃洼陷中心，早期发育的滑塌浊积岩有可能成为有利的岩性圈闭。

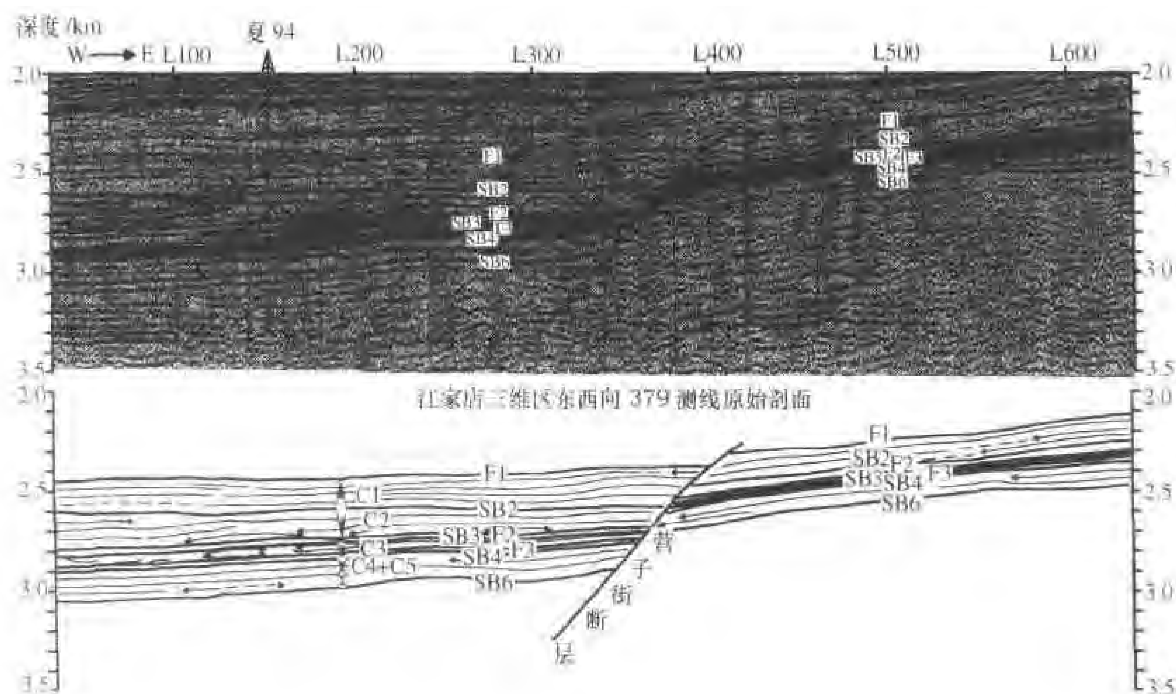


图6-48　C2旋回基准面下降期双丰三角洲与曲堤三角洲地震反射特征
（江家店三维CRLINE379）

（四）与双丰三角洲体系相关的岩性圈闭

盆地沙二段沉积体系与演化特征分析表明，双丰三角洲为该时期持续发育的沉积体系。该体系从临南洼陷西南缘向北、向东进入洼陷，形成分布面积较大、扇形特征明显的三角洲砂体。基准面下降期间，三角洲发生多期进积作用，三角洲前缘水下分支河道和席状砂与湖相泥岩呈指状互层接触，或岩性尖灭，可以在局部地区形成岩性圈闭。但由于地形坡度较缓，该三角洲体系前缘滑塌作用较弱，推测滑塌浊积岩的发育程度较曲堤三角洲差。目前仅在街斜2井旋回C2基准面下降半旋回发现该类成因储层形成的岩性圈闭。

由沉积体系分析可以看出，临南洼陷营子街断层以北为沙二段时期继承性的沉积中心，较深水湖相持续性发育，烃源岩厚度大、质量好。临近该沉积中心的洼陷北坡是基山三角洲-水下扇体系前缘滑塌浊积岩的沉积场所，储层发育。南斜坡的江家店地区邻近该

生烃中心，同时是西南双丰三角洲体系、东南曲堤（扇）三角洲体系和南坡短轴方向的近岸水下扇/扇三角洲-滑塌浊积扇体系的交汇处，三角洲前缘砂体、滑塌浊积岩成因的砂体发育，因而这两个地区是寻找砂岩岩性圈闭油气藏的有利地区。此外，夏口断裂前缘发育的小型近岸水下扇/扇三角洲也不失为岩性勘探的前景区。

第七章　高分辨率层序地层学在储层描述中的应用

高分辨率层序地层学至少可以在两个方面直接用于较精确的储层表征和储层预测研究。一是高分辨率的地层对比，由于控制流体流动路径的绝大多数性质——岩石的岩性、物性、几何形态和连续性，形成于沉积物在地貌环境中的堆积过程，因此，精确的地层对比可以揭示这些岩石性质的四维空间（时间—空间）的展布；又由于时间地层单元的界面一般与流体流动封存箱的岩石物性界面一致，高分辨率地层对比是通过划分主要控制储层内流体流动速率和路径的流体流动封存箱来表征储层非均质性的最好的手段。

二是高分辨率层序地层可以揭示对控制流体流动有重要作用的岩石性质和成因层序在较长期基准面旋回内所处的地层位置之间的关系。与普遍认为沉积环境单独控制地层特征的观点不同，我们认为，由于地层过程决定沉积响应系统，沉积记录的许多性质是沉积环境内可容纳空间变化的函数。在本书的原理部分中已经谈到，基准面旋回变化伴随着可容纳空间的增加和减少，可容纳空间控制了时间域内任何特定位置可能堆积的沉积物的最大量。在沉积物沉积过程中，沉积记录的地层学与沉积学性质是可容纳空间与沉积物供给的比值（A/S）动态变化的响应。由于 A/S 值和沉积物体积分配控制了沉积环境内不同沉积物的保存比例和地貌单元的多样性，从而控制了相似成因相域的地层结构、相的多样性、相组合和连续性变化，由此控制了流体流动的路径（流体流动单元），并造成储层性质的显著区别。因此，地层过程对地层特征起着与沉积环境同等的、甚至是更重要的作用，仅用相或相模式不能解释地层性质的动态变化。

从地层过程（A/S 值变化）对储层的控制作用观点出发研究储层，不仅可以提高储层表征的准确性和精确性，同时高分辨率时间地层对比还为把从钻井获取的一维信息转变为三维地层关系预测提供了定量依据，使地层几何形态、大小和沉积相的位置、岩石物性的预测将变为可能，而且更加精确。

第一节　高分辨率层序地层学在储层分析中的应用

本文是检验地层分析的内容、原理和方法对储层表征和油藏管理的有效性和实用性，主要目的是证实哪种地层单元对地层中的流体起主要的控制作用，特殊的地层分析技术是怎样精确识别储层流体流动封存箱、地层学的认识又是怎样转变为关于储层岩石物性、地层连续性和连通性分析的可预测的、确定性的或地质统计的陈述。简言之，本文试图说明在地层学方面最近发现的和理论推导的技术可以应用于储层表征和油藏工程学科，以增进人们对储层内流体流动规律的认识。这里要强调的是：本文的观点仅适用于非裂缝型储层，并不涉及储层表征的另一个重要部分，即裂缝孔隙度和渗透率的研究。

学科的技术转换，以及使一个学科成为另一学科的组成部分通常会出现两个普遍存在

的问题。首先是交流问题，一个学科逐步形成的术语对其他学科的成员来说常常难以理解；其次是当接受转换学科的成员认识不到技术转换的目的和作用的时候，往往既不欣赏、也不接受新技术对其学科的潜在用途。

对于采油地质学家与工程师来说，既不必须也不必要拥有地层学专家的知识，也不必要具有地层学家关于地层在储层分析、油藏工程和采油方面的潜在作用与用途的知识。他们对地层分析在油藏管理中的基本作用的正确评价必须来自于解释、预测、应用和验证。一旦建立了地层预测的范围、不确定性和精确性，且对储层地质学家和油藏工程师有用，技术转换和应用将是很自然的事情。而且，只有当相互交流中和对技术转换的有效性的认识过程中形成的阻力减少或消失后，地层学在油藏工程中的可应用性和实用性才会被认识和正确评价。

层序地层学对储层分析和油藏工程有用吗？地层分析能够确定性的或运用统计学原理预测地层内控制或影响流体流动的岩石性质吗？如何能将确定的、推断的、模糊的地层信息应用在储层表征和开发上，以增加最终采收率和经济效益？本文试图从地层和工程的角度，用通俗易懂的术语，来回答这些或与此类似的问题。

一、与储层表征相关的地层单元的规模及类型

评价地层学在储层分析中的潜在用途，首先要识别对储层内控制流体流动的地层单元的类型和规模。油藏工程师和开发地质学家都知道，绝大多数储层，尤其多相（油、气、水）流体流动的储层，具各向异性和非均质性。不同物性的流体在非均质地层内流动时有优选的路径和不同的速率。由于岩石孔隙度、渗透率和空间连续性的显著多样性，储层内的流体沿不同的路径以不同的速度流动，最典型的是各种空间规模的多孔渗透相的连通程度将影响或控制岩石内不同粘度和密度的流体流动的速度和方向。流体流动路径和速度可以是均质的、各向同性的，或者是明显不连续、相互隔离和具方向性的。在这两个端元组分之间有过渡的区域，即大部分储层由多个流体流动封存箱组成。尽管封存箱内各部分的流动速度可能不同，但每个封存箱内的流体相互连通，压力相同。流体流动封存箱被限制流体流动的岩石单元所分割。封存箱对流体流动的阻碍可以是很小的、微不足道的，或者是在时间规模上（如数十年的产出与百万年的聚集）对流体流动有很强的阻碍作用。这两个端元组分之间在储层性质上有一个连续分布的范围。不应把绝大部分储层看作无分割的连续的完整系统，或看作井与井之间地层内流体流动都是受限的，而应将其看作由于地层物理性质的不连续性和岩石的非均质性形成的大小不同、畅通与堵塞的管子构成的复合体，其具有无数的阀门和接点。在对流体流动缺乏构造控制（如裂缝）的情况下，地层的多样性常常控制封存箱之间流体流动的速度与路径。

什么类型的地层单元，多大的空间尺度控制了流体流动且对储层表征有最重要的作用呢？将地层单元的规模与储层及其流体流动单元的大小相比较可提供可能的答案。通常井距（10～640 acre）与成因层序和相域的规模是一致的（图 7-1）。其他自然的地层单元要么大于通常井距，要么小于通常井距。考虑地层单元与井距大小的相当程度，通常将成因层序和相域作为非裂缝性储层内控制流体流动的地层单元的首要控制因素。

成因层序，即 Busch（1959）及其后来修改过的术语“地层的成因增量”，是遵循 Walther 相律的进积/加积的地层单元，包括一个完整的基准面旋回所堆积的沉积物。由于成因层序由基准面上升与下降的旋回期间所有相关沉积环境形成的地层构成，因而它是一

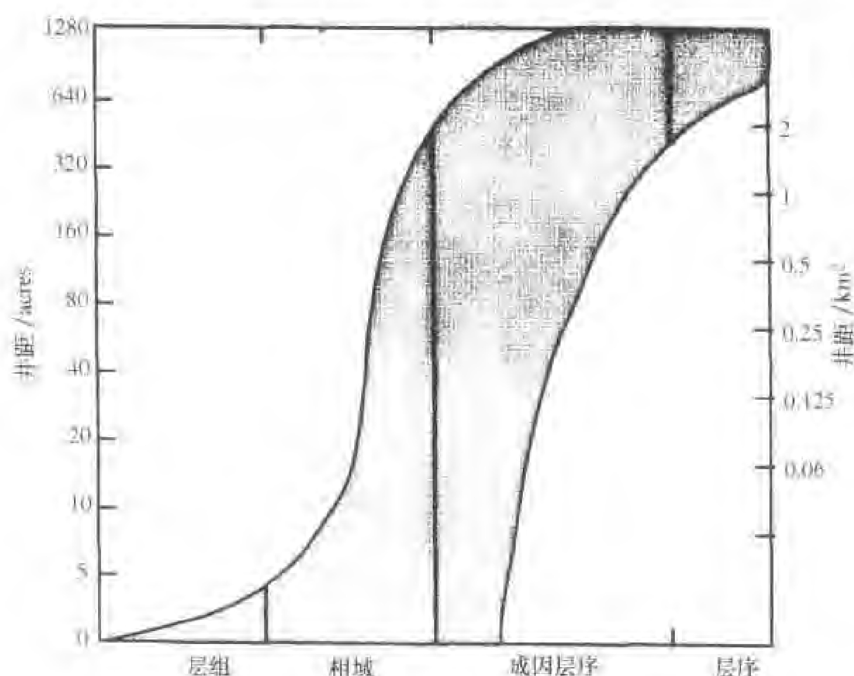


图 7-1 油藏和流体流动单元与不同类型地层单元空间尺度的比较
储层流体流动单元的大小通常与相域和成因层序级别的地层单元相匹配

个明显的以时间为界的岩石单元，是可容纳空间增加与减小的旋回内堆积的沉积物的地层记录。基准面旋回的整个过程由岩石和界面组成。由于沉积物堆积作用并不是处处都是稳定和连续的，因而在不同的古地理位置，基准面旋回的不同部分被作为岩石被保存下来。一个成因层序由沉积物堆积过程中时间、空间上相联系的多个相域组成。

相域是保存的沉积体系的地层记录。沉积体系（Fisher 和 McGowen，1976；Brown 和 Fisher，1976）是成因上相联系的地貌单元的三维复合体。每个沉积体系内相域的规模不同、地貌单元的数量和规模是变化的，它包括所有具表面地形和内部沉积物构成的三维地质体。一种规模如海岸平原沉积体系的网状河道体系、沼泽、洪泛平原和湖泊；另一种规模如网状河道体系的点坝、侧积砂坝、河道间砂坝、决口沉积和天然堤；还有另一种规模如构成砂坝和河道底部的弯曲和平直的脊状沙丘、孤立沙丘、沙纹和粘土层。由于地层记录中保存的地貌单元的比例和完整程度和其在地貌环境中沉积时不一致，因此相域是沉积体系的地层表现。如后所述，由于基准面旋回内可容纳空间变化对叠置地层的控制作用，同一沉积体系内相域的物理性质和几何形态在时间和空间上发生变化。

比相域更小的地层单元，如纹层和层，可直接对储层内流体的非均质性和方向性起作用，形成局部的流体流动的漏失河道或孤立的带状体。只要流体势能存在，流体一般要围绕这些小规模的非均质体流动。因此，小规模的非均质性总体上并不影响流体在整个储层内的流动。比相域大的地层单元，如地震规模的 Vail 类型（Mitchum 等，1977）和大陆规模的 Sloss 类型（Sloss，1963）的以不整合面为界的层序，因包含太多的地层岩性非均质体而不能应用于储层表征。用这些空间规模作为边界条件，我们可以检查储层内初始控制流体流动的两种规模的性质与地层单元的类型。

两种地层学性质在储层表征与开发上具有明显的作用。第一个是不考虑岩石类型、矿物、结构和沉积环境的等时地层对比单元的建立。由于岩石的岩性、物性、几何形态和储层连续性均在沉积物的堆积期间形成，精确的对比可在时空上准确地表征这些岩石学性质。如后所述，高分辨率的对比可增加与储层表征有关的地层性质预测的准确性。第二个可直接应用于储层分析的地层学性质是可容纳空间随时间的动态变化及其导致的地层记录中地层结构、相多样性、相组合和连续性之间的关系。Allen（1978，1979）、Bridge 和 Leeder（1979）认为，在缓慢构造沉降（相当于低可容纳空间）条件下形成的冲积河道砂为垂向与侧向上相互连通的毯状砂体，可作为岩性上均质的储层；而较快沉降阶段（相当于高可容纳空间）沉积的河道相形成孤立的条带状储集砂岩。储层内影响流体流动的地层性质可通过区域地层格架的分析，在控制点之间进行内插或外推。

在储层表征和模拟中，通常将可类比的露头岩石单元测定的连续性、非均质性、岩石物性等地层信息指定给已开发的油田。这样应用地层信息的一个潜在问题是储层和露头岩石单元类比的程度既不知道，也不定量。实际上，这种应用识别不出基准面和可容纳空间变化对沉积和地层性质的影响，而是认为相同沉积环境的地层产物在任何情况下都是不变的。从沉积环境和沉积相模式的观点分析，认为对控制流体流动具重要作用的沉积相的性质是可以测定、分类和统计分析。例如，层理的长度和厚度、出现频率、特定相域内特定相组合的连通率等，在沉积环境可类比的多处位置都是可以测量的。该方法目的是通过相似沉积体系的统计样品评价这些性质的变化和主要趋向。通过样品的这些相的多参数估计，可把它们转变为储层的模拟体。

相和沉积体系模型的严格应用提出假设：特定环境下的一个相组合测量的性质可以应用于类似沉积体系下的所有相同相组合中。因此，在前面的例子中，在一个地方测量冲积河道砂体的几何形态、大小、出现频率、泥质夹层的分布、连通频率认为是可行的，且可以将测量和统计的结果应用到别处相似沉积环境的储层中；同样，应用相似沉积体系的多个位置的河道砂体的测量项目的统计结果同样是可行的。

经验观察和数学地层模型指出，特定沉积体系的相的特征和相组合随可容纳空间和沉积物保存的变化而变化（Cross，1991）。这些变化可以通过成因层序的堆积样式、基准面的变化和高分辨率对比来认识和预测。仅从可类比的沉积体系测定的沉积相的性质包含着原始的不精确性。如果这些测量的性质被认为是代表了“Y”沉积体系内出现的所有的“X”相，如果不是在高分辨率时间地层格架内测定，如果不考虑基准面旋回期间可容纳空间的变化，那么在储层模拟中的不加辨别的应用可导致对储层模拟中应用的岩石物性模型精确性的盲目自信。由于这种错误的理解，储层模拟中的地质输入被认为是无用的。

对地层的控制作用以及地层与形成的沉积物性质之间具有系统的、成因上的联系的认识，强调了从三维沉积角度和从四维地层角度分析地层之间的差异。过程—响应沉积学和地质地貌分析方法基本上是从三维角度分析地层，而过程—响应地层分析方法考虑了时间的变化，基本上是四维的。

从三维相模型提取的地质信息可应用于储层表征、储层分析和油藏工程。自 1962 年由经验的沉积性质成因分析发展而来的相模式，运用过程—响应沉积学分析方法，为沉积环境解释作出了巨大贡献。尽管相模式在过程—响应沉积学上很有用，但大部分相模式缺乏时间信息。如果特定沉积环境下保存的地层在所有地质背景下都是大体相同的，那么不

考虑时间含义也是可行的。然而、我们的研究工作已证实：基准面动态变化可以描述的、以可容纳空间和沉积物供给比值的增加和减少为特征的地层控制作用有明显的沉积学响应，也就是说，由于在基准面旋回中所处的地层位置不同，相同的沉积环境可以具有不同的沉积学性质。

要使相模式对储层分析模拟的定量的、预测性的地质研究有用，就必须结合地层观点（四维）对其进行校正。只有从地层控制的观点出发，将沉积描述标定到基准面旋回中的位置，地层的岩石物性、几何形态、连续性和岩石性质在储层表征中的应用才是可信的。

二、高分辨率地层对比中储层封存箱和流体流动单元的定义

高分辨率地层对比是识别储层中最常见的流体流动封存箱、封存箱边界、流体流路的最好方法，这是由于周期性沉积的地层序列的天然界面把地层分割成以时间为界的、各种空间和时间规模的单元。这些自然的封存箱边界常伴随侧向连续的相的迁移，由此导致界面两侧岩性发生显著的变化。尽管有无数的天然地层界面不是岩石物性的界面，但岩石物性界面不是地层界面的情况却很少见，因此，对流体流动封存箱有意义的岩石物性界面一般与具时间意义的地层界面是一致的。

在构造不影响流体流动的情况下，最常见的储层封存箱的边界与成因层序的地层边界是一致的，如图 7-2，该剖面所示为 Tiger Ridge 气田上白垩统 Eagle 砂岩地层关系。该气田和其他油田一样，成因层序的叠加样式控制了储集相的位置和流体流动单元的边界。该气田产层段内，影响产量及单个到多个产层带位置的主要因素为储集相所处的地理位置和地层产状，该例中为滨面砂岩相域。

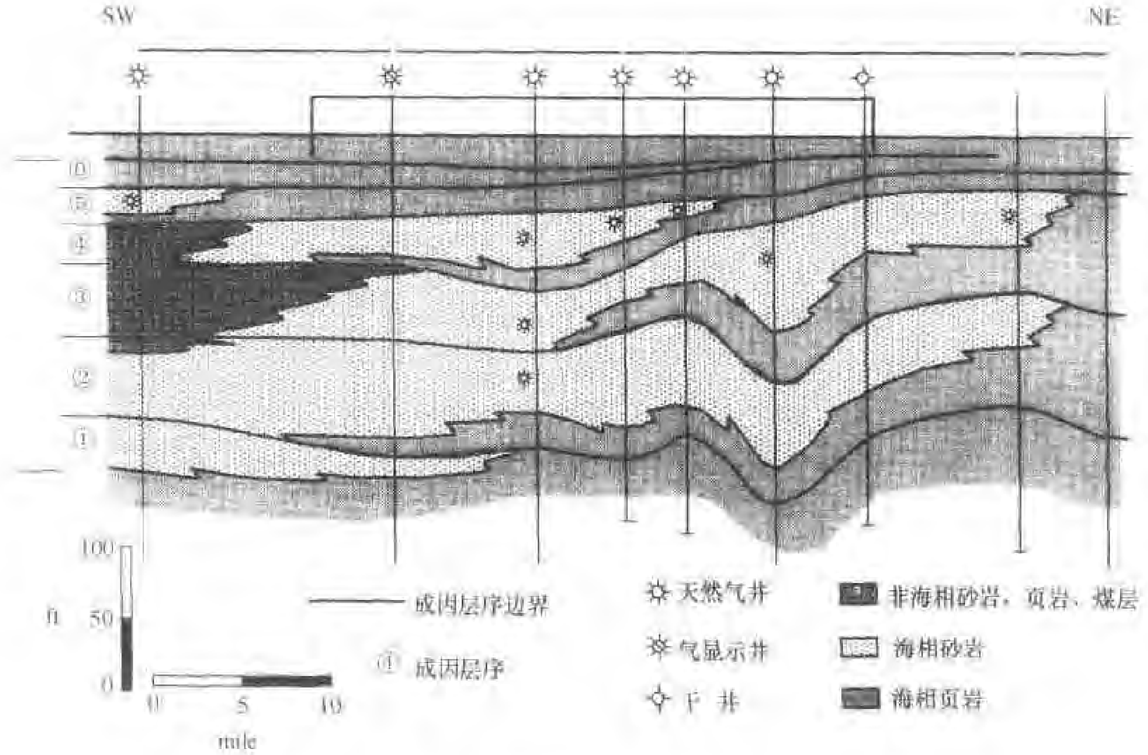


图 7-2 储层封存箱的界线与成因层序边界的一致性

地层控制流体储层封存箱的其他最可能的因素是成因层序内象“叠瓦构造”或“屋顶瓦片”排列的较小规模的退覆地层体，其通过沉积环境的阶段性进积和沉积地形形成。新墨西哥东北部 Gallup “A” 地层的连续性滨面砂岩内封存箱作用的一个实例如图 7-3 所示（Valasek）。Gallup “A” 砂岩是肉眼可观察到的一个成因层序，因它处处遵循 Walther 相律，

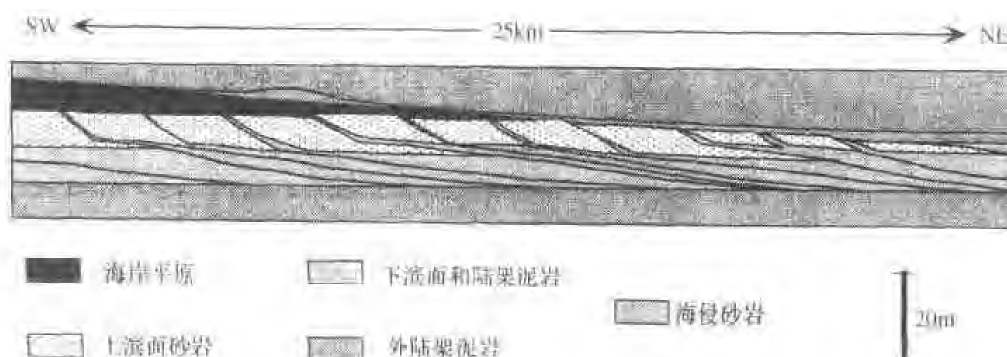


图 7-3 新墨西哥 Gallup 砂岩一个进积单元内的流体流动封存箱

且包含了一个基准面旋回聚集的沉积物。其内是沿沉积斜坡方向宽度 1 ~ 5 km 范围内分布的、较小规模的封存箱。这些封存箱形成于较高频的基准面旋回，在基准面进积阶段两次进积作用期间短暂的沉积间断，在砂岩封存箱之间形成倾斜至平行的、致密胶结的泥岩隔层，其在伽马曲线上表现为连续的、向上变粗、层理向上加厚的砂岩相序内的薄层的放射状齿形体。通常这些齿形是不受欢迎的，被认为是由无序沉积事件产生的噪音。然而，对储层内的流体流动来讲，它们是流体流动的屏障或阻隔体、产生明显的各向异性。运用高分辨率地层分析的技术和概念，我们认为，绝大多数的非均质性的类型是可以预测的，即使不可预测，也是可以识别和圈定的，因为它们沿侧向展布的斜坡沉积面延伸，多数井可钻遇。

由于隔层与沉积斜坡一致，储层内隔层的对比沿沉积地形的倾向进行。这些封存箱的分界沿沉积走向侧向连续，流体沿隔层相对较少的走向方向流动。而封存箱的边界在 Gallup 砂岩沉积倾向方向阻碍流体流动，产生显著的横向非均质性。与成因层序边界有关的上覆与下伏的海相页岩将阻止或妨碍流体垂向流出 Gallup 滨面砂岩。成因层序边界的对比与封存箱边界的对比不一致，更沿水平方向。这些流体流动的岩性隔层，即较倾斜的封存箱边界和低倾斜的成因层序边界，将 Gallup 临滨砂岩分割为多个孤立的、平行岸线的流体流动封存箱。只有钻到同一封存箱上的井在油藏生产的时间规模上（几十年）具有好的流体连通性。

三、地层的自相似性：一维地层信息转变为三维地层预测的基础

高分辨率年代地层对比为从钻井上得到的信息（一维）转变为侧向地层关系的预测（三维）建立了定量的依据。由于地层形成不同级次的具自相似性的沉积相和几何形态，因此这种一维到三维的转换是可能的。地层在各种物理和时间规模上是可以对比的。在某种程度上，各种地层性质（如旋回对称性、地层几何形态、相组成、特定相与特定地层位置的关系等）在各种规模上具自相似性，从一种规模得到的信息可以帮助推断这些性质在其他规模的二维甚至是三维的展布特征。我们还不知道地层自相似性存在的整个的时间和

空间范围，也不知道具自相似性地层性质的所有类型，然而，相、地层几何形态和其他地层性质的自相似性特征将成为把一维的地质数据转变为三维的、在储层模拟中有用的形式的工具。地层几何形态、相的组成、排列和地层岩石物性的预测将随时间分辨率的增加而变得更加精确。

新墨西哥 Guadalupes 山脉碳酸盐岩和硅质碎屑岩混合的陆架和斜坡地层就是具自相似性的一个例子，如图 7-4 所示（Sonnenfeld，1991a，b，1992；Sonnenfeld 和 Cross，1993）。具自相似性的地层性质包括：沉积物体积分配和碎屑岩与碳酸盐岩的相对比例；生物礁、生物丘和生物建造丘状体与密集段的关系；斜坡地形由 S 形到倾斜的演化；旋回对称性与地貌和地层的位置关系；基准面旋回内不同位置进积与加积的比例；相域宽度相对于地层位置的变化。

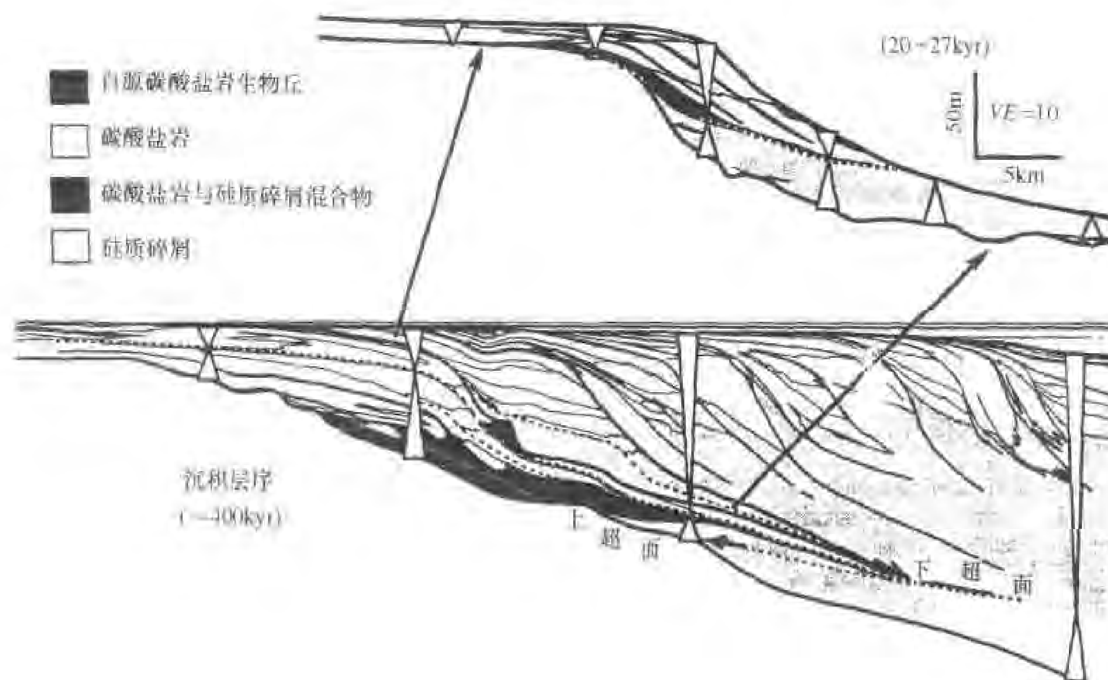


图 7-4 地层几何形态和沉积相的自相似性实例

用自相似性的概念，结合地层的大小、形态、相组成和岩石物性，从一口或多口井上得到的沉积学信息转变为可预测的二维或三维地层模型。这种结合统计学和经验的方法，在不久的将来，将会变为正演和反演的数学地层模型。我们预料，在未来的几年内，来自于符合通过反演模拟过程的实际观察的正演数学地层模型的输出将服务于储层模拟的地质模型的输入。正演地层模型将为储层岩相和岩石物性分布的条件模拟限定几何形态和估计地质统计参数。由于数学地层模型变得更真实和更精确，可以模拟井、井与井之间和井控制外的几何形态和近似的地层相分布。至少一些正演地层模型在局部地层数据将运用自相似性、体积分配和相分异的概念，去尝试能更精确地代表储层模拟中地质和岩石物性的非均质性的输入。

三维地层模型，无论是定性的还是定量的，都是评价岩石单元三维岩石物理结构和数学储层预测中划分岩石物性网格的基础。在高分辨率时间格架内，应用地层自相似性的概

念，通过收集、测量、描述岩石物性的随机分布，能够改善储层中连续性和岩石物性非均质性的随机研究方法。将高分辨率时间对比引入到岩石物性储层模型的建立中是十分重要的，它将使运用任何统计学的描述过程，特别是空间地质统计，变得更加精确。这些高分辨率地层对比理论上来自于物质的层序地层过程。总之，多种规模（但不是无限规模）的相和几何形态的自相似性为把一维信息转变为在数据点控制之间或之外的三维投影提供了一种更确定的方法。

四、可容纳空间、体积分配和相分异

地层分析实际应用于长储层表征和开发的另一个方面是随机地或确定地预测井间或井外的岩石性质的空间产状、几何形态、连续性和频率。这显然是地质描述和储层表征间明显的结合，从20世纪50年代早期以来，工业组织首次集中精力用地质知识进行储层描述和模拟，已有偶然的成功。

在过去的几年中，定量地层模拟取得了新进展，以及对地层学和沉积学间成因关系的新认识为地质描述在预测储层特征和数值模拟中更好的应用重新带来了希望。第一代用来部分模仿真实世界的定量正演地层模型已得到应用；第二代地层模型正在发展中。该种模型将预测地层几何形态、相分布和岩相条件模拟的一些地质统计参数。它们对建立储层模拟的三维岩石物性模型是有用的。尽管目前的定量地层模型对储层分析来说不够成熟、不够专门，但它们距成功已经不远了。考虑储层规模的地层学和沉积学要素的地层模型正迅速发展，并日趋成熟。

可容纳空间的动态变化、被分配在不同相域的沉积物体积的变化、保存在地层记录中的地貌要素的多样性及比例关系具有成因的、潜在的确定性的关系。从可容纳空间和基准面的观点来看，地层过程决定了沉积物体积、原始地貌要素的保存程度、保存在地层记录中的沉积相的成因组合。地层过程还强烈影响着地貌、时间规模的沉积体系内的地貌要素的类型及其组合。

对储层表征和油藏工程而言，各种规模的地层层序内沉积物的体积分配决定了地层学和沉积学的基本性质，这些性质包括岩石物性特征、岩石的非均质性程度、相组合、地层的三维连续性和几何形态。

1. 体积分配

本书第一部分已对体积分配的概念及其在地层分析与对比中的意义作了较为详尽的论述。沉积物的体积分配是指可容纳空间在基准面旋回内不断变化，导致在相似沉积环境中堆积的沉积物体积在时间和空间内的变化。例如，在基准面旋回上升期，硅质碎屑岩海岸平原和海相陆架体系在更靠陆的位置增加，伴随着非海相体系域内沉积物体积的增加，在更靠海方向被输送和堆积的沉积物较少。与此相反，在基准面下降期，更靠陆的位置可容纳空间减少，导致较少的沉积物沉积在靠陆的位置，更多的沉积物仅是路过而向海方向搬运和沉积，沉积物体积更多地分配在更靠海位置的相域内。

2. 相分异

伴随着沉积物的体积分配，保存在特定环境内的地层结构、相特征及组合发生变化。地貌上相似沉积体系的相域内发生的相分异作用影响着与储层有关的地层性质，如岩石的多样性、三维空间相的连续性和岩石物性。例如，低可容纳空间沉积的临滨砂岩与高可容纳空间堆积的临滨砂岩不同，相同地貌背景的两种砂岩将具有不同的控制流体流动的流路

系统。

通常，解释沉积物体积分配和相分异的方法是分析每一单位时间所堆积的沉积物的体积。堆积速率的变化引起沉积环境中地貌要素保存的类型和比例的不同，而堆积速率的变化受控于沉积环境中可容纳空间相对于沉积物供给的比值。Swift 和 Thorne（1991）应用可容纳空间与沉积物供给的比值描述了海洋陆架的动态沉积响应和响应机制，Schlager（1991）用可容纳空间与碳酸盐岩生长速率的比值解释碳酸盐陆架、台地、斜坡地层的大规模几何形态和堆积样式。

由于可容纳空间与沉积物供给比值的减小（沉积物供给远大于可容纳空间），在同一地貌位置，除非有前期可供沉积物储存的剩余空间，地层系统的动态变化趋向于使每一单位时间内保存的沉积物体积减少。当 A/S 值增加时（可容纳空间远大于沉积物供给），单位时间内增加的沉积物体积将保存在同一地貌位置，除非沉积物供给不足以充填新增加的空间。这些变化的比值在地层记录中由无数的相和指示动态地层完整性的地层界面代表。

相分异是不同可容纳空间和基准面条件下，沉积物体积分配和地貌要素保存不同产物的过程。在一些例子中，地层变量可改变地貌要素的实际构成和特定沉积环境的自然地理特性。一般来说，如果沉积物存在，可容纳空间的增大将增加特定环境内地貌单元的保存程度（单位时间内堆积的沉积物较多）；当可容纳空间与沉积物供给比值减小时（特定环境中单位时间内堆积的沉积物较少），地貌要素的较小部分及较少多样性得以保存。

每一沉积体系均由不同大小、不同成因的多种地貌要素构成，如小型波纹和沙丘到大规模分布的河口坝和河道。由于可容纳空间动态变化对沉积物沉积作用在时间和空间上的影响，体积分配作用控制了保存在地层记录中的原始地貌要素的类型、多样性及比例。

在包括动能和势能在内的沉积体系总的能量状态中，根据空间地理位置的差异，可将可容纳空间控制的动态变化过程分为几个阶段。在总能量低的地方，提供了沉积物堆积的可容纳空间；在总能量高的地方，沉积物被搬运或路过不留。沉积物从能量高的地方搬运到能量低的地方。能量低可能归因于高动能梯度未影响的低势能区（低地形），如湖泊、浪基面以下的陆架表面，构造控制的地形低地，如断层下降盘。低能量区可能存在于由动能梯度补偿或部分补偿的低势能区，如浪基面水动力活动的下滨面陡坡。即使风暴浪从滨面带走沉积物沉积于下斜坡，滨面的进积还是导致沉积物的净增加。低能量区也可归因于势能梯度对动能梯度的非补偿，如缺少天然堤的河道和水流尚未影响到冲积脊的河道。河道将一直发生加积作用直到形成冲积脊/天然堤复合体，其结果增加了重力的不稳定性（产生势能），河道决口到低海拔的洪泛平原上。最后，低能量区也可存在被高势能梯度部分补偿的高动能区，如稳定的滨面、高地形斜坡是潜在沉积物堆积的位置，但沉积物均快速聚集，快速搬运。

特定环境内，随时间变化可容纳空间的减小，通过该环境的沉积物通量增加，堆积下来的沉积物较少。随着可容纳空间的进一步减小，没有沉积物堆积，所有的沉积物仅仅路过而已。随可容纳空间进一步减小，发生侵蚀作用。与可容纳空间减小过程伴随的能量变化和地质过程是：从局部的低能量（沉积物发生堆积作用）到局部高能量（沉积物发生侵蚀作用）及至沉积物路过不留的瞬时状态。可容纳空间的增加导致可容纳空间与沉积物供给比值的变化，与其对应的地质过程则相反，即从沉积物发生侵蚀作用到路过不留作用，再到堆积作用。

由于地层系统内一定保存有物质和能量，能量在空间内必定是逐渐变化的，因此海岸平原环境可容纳空间的减小及其伴生的沉积物通量的增加，必然要求沿斜坡向下的位置，如滨面和陆架，可容纳空间增加、沉积物通量减少以达到沉积物堆积作用的平衡。由此对某一古地理位置可容纳空间增加或减少的地层变化趋势的观察，可以用来预测其他位置可容纳空间的变化。

在低可容纳空间条件下，某一沉积体系中的地貌要素沿沉积物聚集的势能面移动，很少在该面上发生加积作用。当一种地貌要素迁移到其他地貌要素的位置的时候，该位置的全部或大部分的原始特征将消失而被新的所取代。在低可容纳空间条件下，地貌要素之间相互"吞并"、削截和叠置作用显著，导致沉积环境中保存下来的原始存在的地貌要素十分简单，可容纳空间与沉积物供给的比值低。与高可容纳空间的条件相比，能量空间变化均一，势能或地形变化与相对较高的动能平衡，沉积物保存的趋势减小。海岸平原环境河道砂岩在地层中易形成相互叠置、多样性少、沉积层序不完整、岩性上均一的沉积体。

在高可容纳空间条件下，可供沉积物在势能面上加积的空间动态地增加。当地貌要素沿沉积表面迁移的时候，前期地貌要素相互"吞并"、削截和叠置作用不明显。由此，更多的沉积物保存在增加的可容纳空间内，同时，在特定沉积环境中出现的原始地貌要素保存的比例和多样性也增加。可容纳空间与沉积物供给的比值高，沉积物搬运和路过不留作用所需要的、包括势能和较低动能在内的总能量低。海岸平原环境中的河道砂岩在地层中易形成展开的、多样性明显、沉积层序完整、岩性非均质性较强的沉积体。

在一定地貌环境中，可容纳空间动态变化和沉积物体积分配的另一种结果是构成沉积环境的地貌要素可能发生变化。尽管在沉积环境内的许多要素是固定的，也就是说，它们不随可容纳空间与沉积物供给比值的增加或减小而变化，但有其他一些要素却不是如此。例如，在基准面上升期间，海岸平原可容纳空间与沉积物供给比值增大，河口地带将变成河口湾，发育河口湾的不同地貌要素特征，为受潮汐影响的沉积环境。同样，沿走向，在先前基准面下降期及不发育的潮汐循环影响下，岸线的海湾化作用增强。Sonnenfeld（1991a，1992）与 Sonnenfeld 和 Cross（1993）报道了在碳酸盐陆架边缘到斜坡背景，不考虑沉积环境中水深的明显稳定性、水动力能量和其他地貌特征，基准面上升与下降期的生物构成和硅质碎屑注入量变化显著。这些例子说明，沉积物体积分配和相分异存在于不同的沉积环境和不同岩石类型（硅质碎屑和碳酸盐岩）之中。

3. 体积分配和相分异的实例

尤英塔中部白垩系 Ferron 砂岩中，沉积物体积分配作用以及伴随的地层结构变化和相分异如图 7-5 所示（Gardner，1993）。这些例子说明在两个基准面旋回内相同沉积环境中地层学与沉积学特征的变化。Ferron 砂岩由 7 个向海步进的成因层序构成。这些成因层序从长期基准面旋回的下降期结束时开始，在随后的整个基准面上升期沉积。每一成因层序包括从海岸/三角洲平原到滨面/三角洲前缘，再到大陆架的一系列沉积环境。在向陆步进的成因层序中，海岸平原沉积的沉积物的比例大于向海步进的成因层序。海岸平原与滨面相域砂岩体积的比值从向海步进（长期基准面下降）的成因层序的 1∶32 变为向陆步进（长期基准面上升）的成因层序的 1∶7（图 7-5）。这反映了先前讨论的基准面旋回期间可容纳空间的地理位置迁移。基准面上升期，可容纳空间与沉积物供给比值增大，与滨面有关的高动能梯度区向陆方向迁移，在更靠陆的地貌位置聚集较多沉积物，而更靠海方向则

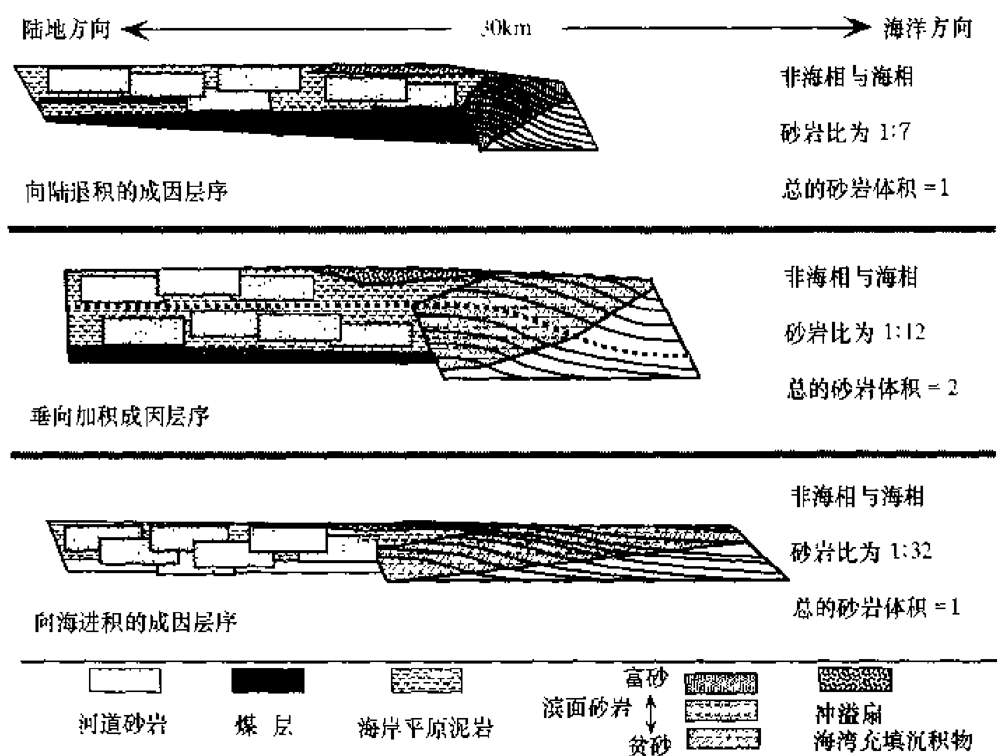


图 7-5 Ferron 砂岩海岸平原至陆架相域的沉积物体积分配
（据 Cross，1993）

输送和聚集的沉积物较少。基准面下降期，可容纳空间与沉积物供给比值减小，滨面高动能梯度区向海方向迁移，在更靠陆位置沉积物聚集的可能性较小，更多的沉积物聚集在靠海的位置。

与这种体积分配相伴的是地层结构、岩石非均质性、滨面相域的原始底形的多样性和保存程度的变化。退积的成因层序的滨面相域在沉积下倾方向宽度和砂岩体积减少。滨面砂岩一般没有泥岩夹层且具有低的相的多样性、复杂性和非均质性。退积成因层序的滨面斜坡地形比进积单元的斜坡地形要陡。代表阶段性进积的间歇、形成储层封存箱边界、斜坡沉积表面的泥岩隔层在进积成因层序中是普遍存在的，而在退积的成因层序中却较少见。Valasek（1992）有关 Gullup 砂岩的研究揭示了基准面上升与下降旋回期间滨面砂岩特征具有相同的变化趋势。对 Gullup 砂岩进一步的分析和我们在其他地区获得的认识一样，在基准面下降期波浪占主导地位变化为基准面上升期潮汐占主导地位或受潮汐影响。

总之，向陆步进的成因层序的滨面和三角洲前缘具有许多传统的浪控三角洲的特征，而向海步进层序的相同相域则具传统的河控三角洲的特征。Curtis（1970）在 Gulf Coast 三角洲作了同样的观察。另外，Wilkinson（1975）和 Galloway（1986）在沉积物的进积（向海步进）和水进阶段（向陆步进）沉积的障壁岛和湾复合体中也识别出了其沉积性质、相组合、和地层厚度的变化。这些研究及其在我们之前的一些其他研究工作预测了现在看来在多种沉积环境中均清晰可见的体积分配和相分异之间的关系。

根据有关沉积分异与特定的地层位置和可容纳空间关系一致性的认识、并假定这种一致性反映其成因上的因果关系、我们可以提供沉积过程一响应原理的解释。进积成因层序

中，更多的沉积物路过海岸平原，结果，与退积成因层序相比，单位时间内更多的沉积物沉积在滨面或三角洲前缘，滨面或三角洲前缘进积迅速。由于沉积物通量多进入滨面位置，单位时间内受到波浪和水流改造的沉积物较少。随着沉积物改造与再分配效率的降低，沉积物相互“吞并”的程度减少，大部分滨面地貌单元得以保存，沉积多样性明显。相反，向陆步进的成因层序中，更多的沉积物保存在海岸平原环境中，少量搬运到滨面和三角洲前缘。由于较多的泥质沉积在海岸平原，进入滨面的沉积物富砂质。在滨面或三角洲前缘单位时间内堆积的沉积物较少，进积作用缓慢，沉积物受波浪和水流改造作用增强。随着沉积物改造与再分配作用效率的增加，底形和其他的地貌要素相互“吞并”作用减弱，地层记录中原始要素仅少量得以保存。

这些研究对勘探开发的启示是：尽管进积成因层序的滨面相域在体积上很难与退积成因层序相比，它仍是潜在的较好的储集层和勘探目标。退积成因层序中滨面砂岩岩性均一、泥质含量少，因此储集层具较好的均质性和高渗透性。由于退积成因层序中滨面砂岩相域侧向延伸范围较小，油气运移过程中遭受破坏的机会减少，砂体圈闭石油的可能性增加。Mackenzie（1972）也认识到中西部白垩系地层中退积成因层序中的滨面砂岩比进积的同一相域具较好的圈闭和勘探目标。

在海岸平原相域，产生响应于体积分配的相分异。如 Mackenzie（1972）所示，相互叠置的席状河道砂岩在向海步进的成因层序的海岸平原相域是很普遍的，而孤立的河道砂岩则是退积成因层序的特征。Gardner（1993）对 Ferron 砂岩（图 7-5）的研究表明，在退积成因层序、海岸平原相域更富砂，且具较大的相的复杂性、多样性和非均质性。与进积三角洲舌状体相伴生的分流河道砂岩内部连通性较好，垂向上叠置，侧向上局限，相类型较少、泥质含量较低，与三角洲前缘砂岩相比，在体积上处于次要地位（图 7-6）；与此相

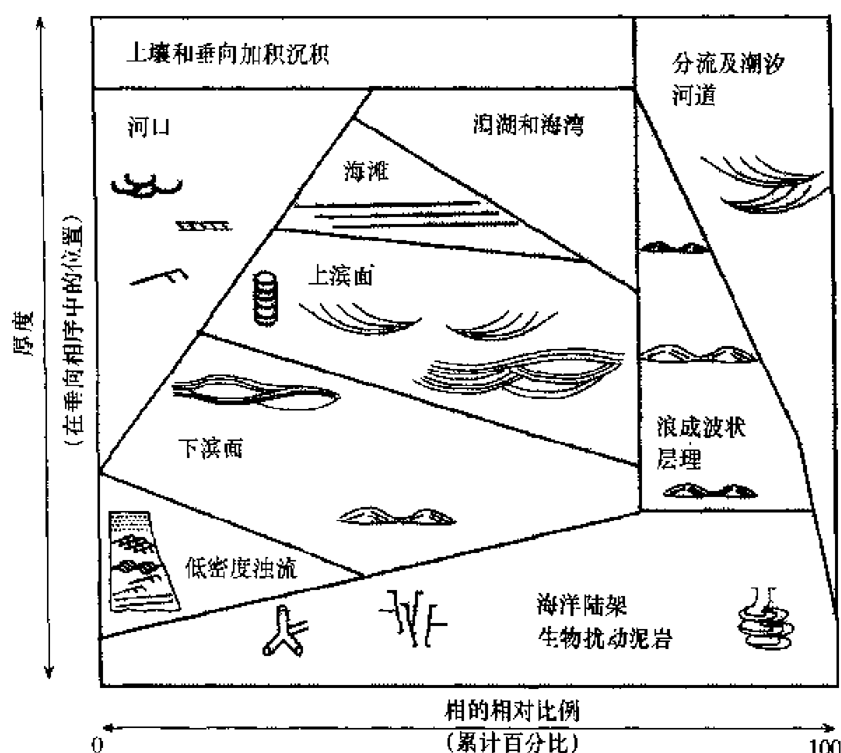


图 7-6　代表临滨环境的地层相的相替代图解

反，与退积三角洲舌状体相伴生的分流河道砂岩内部连通性变差，侧向上延伸，相类型丰富，泥质含量较高，体积上可与三角洲前缘砂岩相比（图 1-11）。退积成因层序的分流河道砂体较孤立，处于垂向加积泥岩之中，勘探目标是具较好封盖层、规模较小的带状砂岩。这类储层内部的非均质性对控制流体流动和石油的开发更加重要。在进积成因层序中这种关系几乎正好相反。

在海岸平原相域观察到的另一个变化是，退积和进积成因层序中在洪泛平原沉积的决口扇和漫岸砂的体积的不同。退积的成因层序中保存的决口扇/决口河道复合体比进积的成因层序更厚，更复杂，更完整。与较均质的、富泥的进积单元的海岸平原相比较，退积单元的非均质的海岸平原相域通常砂含量更多。

海岸平原环境岩石的多样性和非均质性与滨面环境几乎正好相反。这种关系强调，受可容纳空间和体积分配的控制，每种沉积环境都将产生各自的沉积学响应。

体积分配与相分异原理不仅仅出现在硅质碎屑岩地层中，下面为碳酸盐陆架地层中相分异的一个例子。法国 Vercors 国家公园南部白垩系碳酸盐斜坡—台地背景的陆架沉积相在结构、异化颗粒类型、相组合上具有明显的差异，尽管有证据表明其沉积在相同的水深范围和地貌背景。沉积构造和垂向、侧向的相序指示沉积物沉积在风暴浪基面以下几米到好天气浪基面以上 1～2 m的水深范围。因此，在几个退积、垂向加积、进积单元沉积期间，Vercors 陆架的水深具特定的范围，而陆架的宽度和岸线的位置在不同的时间是变化的。退积单元的陆架相分选好，极细粒到细粒，微晶化骨架颗粒，属于球粒状泥粒灰岩和微粒状灰岩，含几个百分点的石英砂。进积单元则分选差，粗粒到细砾，非微晶化的生物碎屑颗粒灰岩，少有碎屑石英。这两种相组合在一个进积单元内不会侧向上同时发生，说明两种相类型在时间上的分离。相类型不仅仅是记录沉积环境，而是与大规模沉积层序内进积单元的位置有很大的联系。这些研究指出，地层格架对碳酸盐沉积相有重要的影响，至少与沉积环境有同样的影响，因为其可能记录了斜坡/陆架宽度和梯度的变化，使时间域内水动力能量和生物产率间保持平衡。

基准面旋回期间形成的对储层表征重要的相的性质的变化总结于表 7-1。成因层序的几何叠加样式和可容纳空间地理上的迁移均与在基准面旋回中的位置有关。与普遍的认为沉积环境对沉积相和地层性质起主要控制作用的观点不同，我们提出了与储层表征和油藏

表 7-1　三种沉积体系对储层表征具重要作用的沉积学与地层学性质的明显差异

	基准面下降	基准面上升
滨面	向海步进单元为波浪为主的、非均质的差储层	向陆步进单元为潮汐影响的、均质的好储层
碳酸盐陆架（浪基面附近）	分选差的粗粒（细砾）骨粒泥粒灰岩与颗粒灰岩混杂（差储层性质）	分选好的细粒、球粒、微晶化颗粒骨粒泥粒灰岩（好储层性质）
风成沉积	风成波状相与颗粒降落相交互（差储层性质）	颗粒流（崩落）相（好储层性质）
	低角度层理	高角度层理
	连续薄层为流体流动封存箱边界	相互叠置的厚层为流体流动封存箱

工程有关的几个、也许是大部分的地层性质，这些性质是沉积环境内可容纳空间动态变化的函数。由此地层过程决定沉积响应，从成因层序的叠加样式，我们可以分析特定相域的可容纳空间的变化，由此可以对岩石物性、岩性和地层结构进行预测。由于基准面旋回、成因层序叠加样式、体积分配和相分异之间具确定的关系，我们可从观察的几何叠加样式确定地知道对储层表征与模拟具重要作用的地层几何形态和沉积相要素。此外，依据从具有高分辨率特征的层段所得到的沉积学信息，我们期望重新定义相模式，把新的沉积学信息转换为适合储层模拟需要的定量性质。

五、建立流体流动模拟“软数据”的方法——相替代分析

用上述关系，可在合理的精度范围内预测成因层序内地层的体积、几何形态和岩石的一般性质，包括相域大致的宽度和内部的特征。然而，为了给储层模拟提供定量的地质输入，仍必须解决对特定相的空间分布及与其相关的岩石物性的问题。由于我们认为相组合、岩石非均质性和地层连续性变化不仅是环境的函数，还是可容纳空间动态变化的函数，由此必须设计一个过程来解释和预测这种有序的变化。这里所说的相替代分析就是这种过程的一种解决办法。

相替代分析是对地层剖面中哪种沉积相（或沉积特定相的地貌单元）可相互替代及以什么比例替代作出经验性概括的一种严格方法。在连续的沉积表面，均有一些地貌要素出现在相同的环境单元内，但它们沿沉积走向处于不同的地理位置。在某一沉积环境内，地貌要素构成了沉积体系组合、在沉积体系内保存下来的沉积物构成地层记录内的相组合。进积期，每个沉积体系的地貌要素或多或少地垂直于进积方向来回摆动、迁移或跳跃，有些在一个地方产生、然后扩展到其他更宽广的区域，最终缩小和消失。在某一时刻，沿沉积横剖面的取样点将揭示一组地貌要素及其沉积相，在随后的时间内，沿同一横剖面的取样点将解释同样的环境单元，一些地貌将发生变化，而另一些将保持原状。总之，由于进积期地貌单元的动态变化，相同沉积体系内沉积相相互替代。在进积的垂向剖面上，具有正常的相组合垂向序列 A-B-C-D-E。在每一个相组合内部，在该相序的相同层段，相 A1、A2、A3…，B1、B2、B3…，等以不同的比例相互替代出现。由于每一组合内相的地层位置的变化，A3、A4 和 B1、B2 间也相互替代。

相替代的比例与地貌要素各自出现的频率和延伸范围有关。如，在由硅质碎屑构成的下滨面，水深 10～20 m 范围内，几种类型的沉积物、底形、侵蚀面占据海底的不同比例。假设风暴浪成因的大型丘状底形占海底的 50%，风暴或滑塌成因的低密度浊流占海底的 20%，切割滨面的侵蚀的分流河道和潮道占 15%，发育浪成波痕的台地占 15%。如果这些地貌要素在地层记录中以同样的比例保存下来的话，它们可能处于很高的可容纳空间条件下，所以可把它们看作是在一定水深范围内，相互之间以特定比例相互替代的特定相的总体（图 7-6）。每种相的总体都有一个集中趋势（或是平均或是绝大部分相发育的水深）、标准偏差（其发育的水深范围）、歪度（整个水深范围内更易发育在深水或浅水部分的相的趋势）和峰态（发育在较窄或较宽的水深范围内的相的趋势）（图 7-7）。对选定的环境参数，如水深，不同相的总体有不同的分布范围和出现的频率。

对一个或更多个环境参数（如水深、距河道的距离）来讲，每种相的构成总体和相替代的比例可通过野外采样和测试确定。一种方法是通过测量同期沉积环境的不同沉积相的空间分布、发育的密度和频率来得到；另一种方法是通过测量地层记录中选定的相域内相

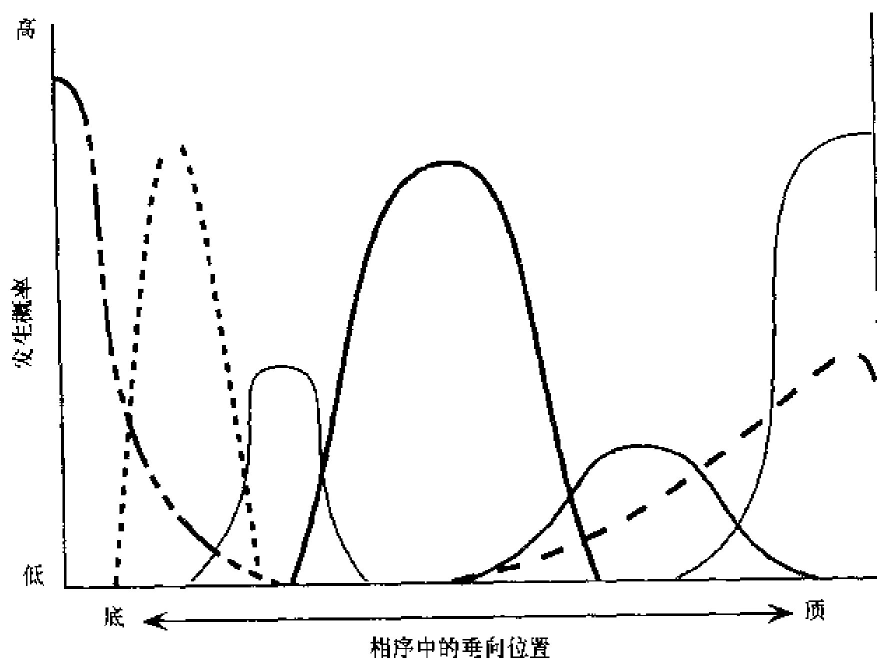


图 7-7　不同相的总体有不同的分布范围和出现频率

发育频率、相替代指数来完成。后一种方法对地质情况和岩石单元来说更直接、更合适。如果运用后一种方法，最重要的是要确定地层序列和沉积环境可容纳空间的动态变化。这是因为保存在地层记录中的地貌要素的多样性及比例是可容纳空间的函数。用这种方法，在一种情况经验获得的相的比例和替代的结果可应用于在相同可容纳空间动态条件下的相同相域的其他情况。

将相替代概念的最实际的应用可能是将其结合在地层正演模型中；一旦相域内相替代和相的总体构成确定，就可对总体进行统计取样，如 Monte Carlo 技术。形成的相的随机分布在由地层正演模型所限定的较大规模的地层几何体内展开。由于某些地层正演模型在相域内定义可容纳空间，或经验观察或样品统计的相均可展布于正演模型限定的地层单元内。这可能是把更复杂、更详细的地质模型变成以地质输入为基础的限定岩石物性单元的油藏模型的一种途径。

（据 Timothy A. Cross，Mark R. Baker，Mark A. Chapin，Michael S. Clark，Michael H. Gardner，Mark S. Hanson，Margaret A. Lessenger，Laird D. Little，Katie Joe Mcdonough，Mark D. Sonnenfeld，David W. Valasek，Mark R. Williams，and David N. Witter，“Application of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis” 编译）

（王红亮译，邓宏文校）

第二节　地层对陆相沉积储层的控制

一、地层过程对地貌要素的“均一化”作用（homogenization）

与地貌环境中沉积相的构成要素相比，保留在地层记录中的相组成和性质要相对简单，如相的类型较少、相的完整性较差，但均质性要好。主要原因是只有地貌要素中易保

存的部分才能进入地层记录，其余部分则由于侵蚀而发生搬运作用，这些沉积物质被再分配，形成了其他地貌单元；另一个原因是地貌要素和侧向上有联系的沉积环境随时间的迁移。

地貌要素的自生自源作用（cannibalization），即相同成因的后期沉积物形成过程中对前期沉积物的侵蚀冲刷作用，选择性地搬运对侵蚀作用最敏感的地貌部分，从而减少了地层的多样性。这一过程在河流中的表现如图 7-8 所示，一个曲流河的环状河道的垂向相序是河道及其相邻的冲积平原的侧向迁移形成的。完整保存下来的曲流河的环状河道相序如图 7-8A 所示，在三维空间内，这一相序应该形成沿河道方向分布的数千米宽的带状沉积体。实际上，地貌要素和与其侧向有联系的沉积环境的迁移形成的垂向相序完整保存的情

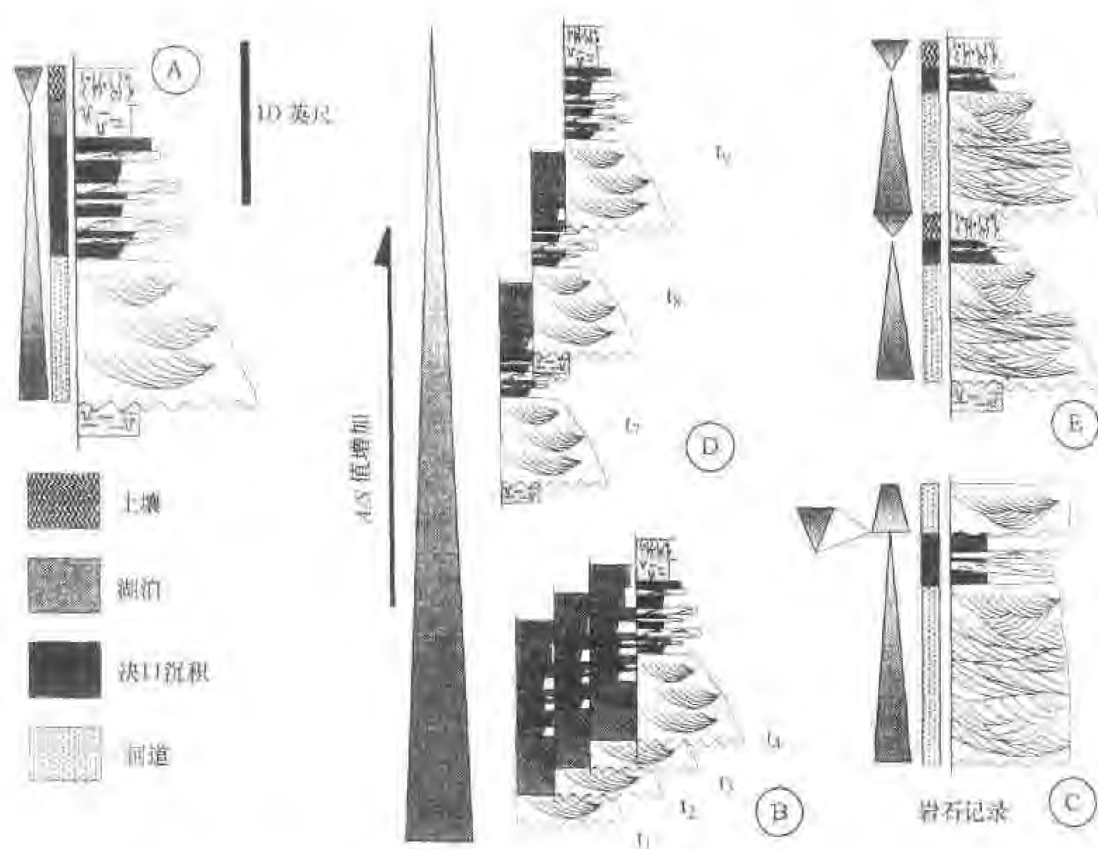


图 7-8　不同的 A/S 条件下河流与洪泛平原地貌单元保存程度的差异图

况是很少的。可容纳空间或沉积物的保存能力限制了沉积物在特定时间和空间内的保存程度。一般情况下，需要分析 A/S 值，因为可容纳空间本身只决定了可供沉积物沉积的容积，沉积物供给才决定了堆积的沉积物的体积。在低 A/S 值条件下（图 7-8B），当一个曲流河环状河道沿河道迁移时，第一个完整的河道层序形成。然后，另一个曲流河环状河道迁移或随后河流再进入该区，新河道的底部略高于前期河道的底部，因此在新河道底部以上的前期沉积物均被侵蚀。由于 A/S 值低，除了前期河道底部的沉积物得以保存外，上部的所有沉积物均被第三个和第四个河道的迁移作用冲刷并搬运，形成的地层记录（图 7-8C）与完整保存的垂向剖面是完全不同的，仅由相互叠置的底部河道沉积物组成，上覆

沉积物由最终形成的河流沉积剖面较高部分的地貌要素部分构成。在较高可容纳空间条件下（图7-8D），当继后的河流和邻近的冲积平原通过相同的地貌位置时，很少发生对前期沉积物的冲刷侵蚀现象。此外，沉积剖面较高位置的不易保存的“相”也可以结合到地层记录中，由此产生的垂向相序比低可容纳空间条件下形成的河道带“相”的多样性明显、非均质性也强（图7-8E）。严格地说，最终地层产物的差异是 A/S 值变化的结果，而不是地貌环境变化的产物。在这两种情况下，“均一化”作用都减少了形成于地貌环境中的“相”的多样性和非均质性。由以上分析可以看出，形成于相同沉积环境的不同相组合和相序是 A/S 值变化的产物，而不是原始地貌环境的变化造成的。

对“相”产生“均一化”作用的第二个过程是地貌要素和包含这些要素的、侧向上联系的沉积环境的迁移。沉积环境和地貌要素的边界通常是相当清楚的，而地层记录中的“相”和“相域”的边界常常表现为过渡特征。地貌要素和侧向相连的沉积环境的迁移平滑、涂抹了“相”和“相域”的边界。在某一时刻，河流的凹岸、天然堤、点坝和河间坝的界限是十分清楚的，而且与邻近的冲积平原不同。当河流在它的曲流带内发生数次迁移后，诸多河道沉积相互切割，形成了毯状或带状的河道带砂。这些砂质沉积物代替了以前沉积的冲积平原环境的各种沉积物。在砂质沉积物内，从前的河道边界是模糊的，垂向和侧向的“相”过渡是渐变的，标志着某一时刻不同地貌要素的清晰边界并不发育。尽管河道的底部界面（冲刷面）是明显的，但与上覆的冲积平原相域的细粒沉积物则是渐变的。

冲积平原侧向和垂向相序也可以用来说明地层的“均一化”作用。决口扇复合体穿越不同的地貌要素，从河道边缘进积到冲积平原的低地中。在进积过程中，侵蚀作用不明显，形成自下而上由细粒的冲积平原相到细粒的决口扇相的渐变的相序，即典型的向上变粗的序列。在向上变粗的层序中，“相”可以从一个决口扇复合体侧向上追踪到另一个复合体，几乎没有间断。

二、地层过程对储层特征的控制

上述讨论的“均一化”过程不仅减少了相的多样性，而且控制着地层中发育的规模，这些性质对于储层特征和产能是十分重要的。地层不同规模和不同类型性质的变化是互补的、系统的，反映了地层旋回形成过程中 A/S 值向单一方向增加和减少的趋势。因此，研究某一类型和规模的某种性质的变化是预测其他类型和规模的地层性质的基础。根据少数信息或仅某种类型的信息可以对储层的各种性质进行预测。

在低 A/S 值条件下，河道内床沙底形的保存作用表现为：沙丘原沿着河道底部和跨越坝的迁移使床沙底形彼此间的自生自源作用十分明显，而且加积缓慢，形成薄层组的相互叠置的交错层理。这种规模的相互“吞并”作用彻底改造了沉积物，移走细粒碎屑，集中粗粒碎屑，形成高孔隙、高渗透的槽状交错层砂岩相。在高 A/S 值条件下，沙丘的相互“吞并”作用减弱，沉积物没有遭到明显的再改造作用。因此，尽管“相”相同，却形成槽状交错层组厚度较大、孔隙度和渗透率较低的砂岩。

从河道规模分析，河道内许多较大的要素（如坝、河道侵蚀面、冲槽）是可以保存的。在低 A/S 值条件下，仅有少量地貌要素类型可以保存。河道底部的冲刷-充填复合底形组合通常比处于河道较高位置的复合底形组合更易保存。此外，自生自源的过程使这些复合底形组合的下部更易保存，形成的地层产物为厚度较薄、相的类型较少、由复合底形组合叠置而成的垂向相序。河道带砂岩在岩性上均质性较好，具紧密叠置，相互切割的结

构特征，有利于流体在储层内连续流动。在高 A/S 值条件下，多种多样的、较完整的大型地貌单元的复合体被保存下来。当复合底形组合多样性增加的时候，相的多样性、岩性的非均质性增加。复合底形组合的界面间距变大，被泥岩和泥砾滞留沉积物披盖。由此形成的河道带砂岩非均质性较强，结构松散，储层封存作用增加，流体流动路径曲折。总之，A/S 值条件的变化控制着可以保存下来的地貌要素类型和比例。

许多文献在概念上提到并在数值模拟中发现河道带的结构是构造沉降、可容纳空间或 A/S 值变化的函数（Allen，1978；Leeder，1978；Bridge and Leeder，1979；Mckey and Bridge，1995；Heller and Paola，1996）；经过野外研究（Behrensmeyer and Tauxe，1982；Blakey and Guibotsa．1984；Heller and Paola，1996；Leeder et al.1996；Guiseppe and Heller，1998），这些研究的结论是：低 A/S 值条件下，形成相互叠置、彼此切割的河道带砂岩；而高 A/S 值条件下，产生孤立的、被冲积平原泥岩包围的、各相渐变的河道带砂岩。Mckey and Bridge（1995）在特定的条件下发现与上述相反的关系，即在倾斜的、非对称盆地的较高可容纳空间一侧冲积河道得以保存。河道带组构的变化控制了相互连通的砂岩的体积（储层流动封存箱）和河道带砂岩储层的高宽比。

作为 A/S 值动态变化的函数，综合观察和计算机模拟的河道带砂岩的结构类型用图7-9表示。在 A/S 值为负值（冲刷带）的情况下，河流切割河谷。当 A/S 值变为正值时，河道砂岩和其他沉积物开始在河谷内加积。充填前期侵蚀河谷的河道砂岩在继冲刷之后最小的 A/S 值条件下，呈简单、冲刷-充填形态；当 A/S 值稍微增大时，呈复合冲刷-充填形态。这些砂岩孤立地存在于河谷外的其他相之中。简单的、下切河谷充填砂岩具均质的、紧凑的内部结构，而复合的下切河谷充填的砂岩均质性变差，内部结构变松散。

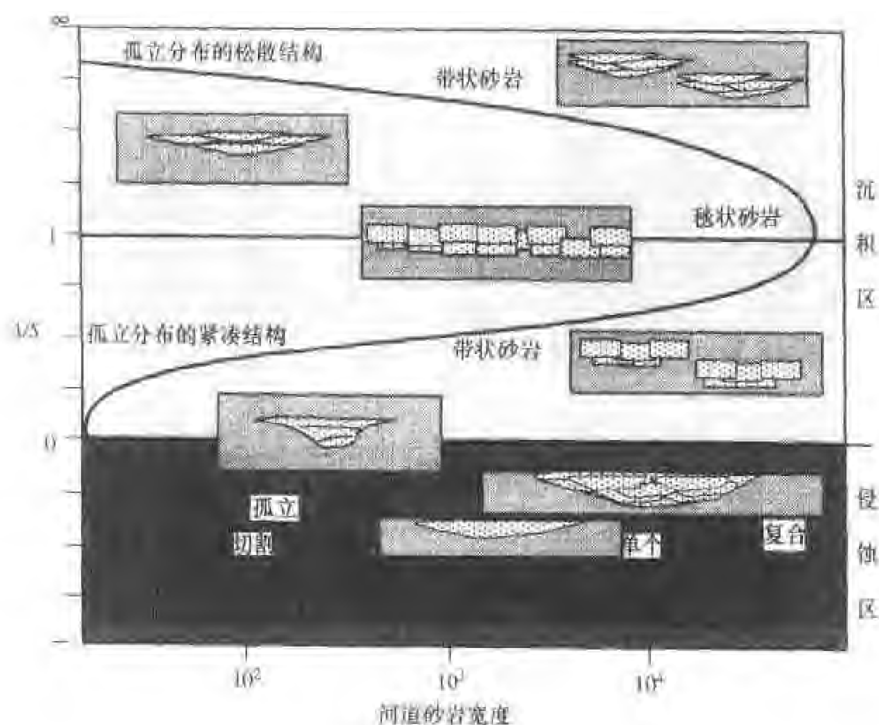


图7-9 作为 A/S 值变化函数的河道砂岩结构类型的观察与计算机模拟综合分析图

在低 A/S 值条件下，自由穿越冲积平原的河流并不受前期存在的下切河谷的限制，通常形成嵌入冲积平原的较直的流域。这种河流形成具均质、紧凑的内部结构，几何形态呈带状的河道带砂岩。这些河道砂岩孤立地存在冲积平原泥岩中，相和底形类型较少，地貌要素具有明显的相互叠置、彼此切割特征。因此，形成了其上部发育冲积平原泥岩有效盖层的孤立砂岩，并为流体流动提供了很好的条件。冲积平原内的相多样性简单，主要由冲积平原垂向加积作用、土壤或湖相成因的泥岩构成。由于这些河道并不发育为决口扇进积提供地形条件的冲积脊，因而决口扇砂岩通常不发育。

当 A/S 值增加时，河道在河道带内迁移的自由度增加，河流建造冲积脊，并最终冲裂到冲积平原的不同位置。低 A/S 值条件下，河道带砂岩是均质的，并具有紧凑的内部结构，有带状或类似带状的特征。由于这些砂岩原始地貌单元的叠置与相互切割作用强，流体流动的封存作用往往较小。

中等的 A/S 值条件下，河道砂岩相的多样性增加，具紧凑的内部结构和似毯状的几何形态。单个河道在侧向上和垂向上彼此叠置、呈多层状结构，可连通的砂岩体积较大，但流体流动的封存作用比低 A/S 值似带状的河道砂岩好。在较高的 A/S 值条件下，河道砂岩又变成似带状并下切到冲积平原泥岩内。砂岩的非均质性增强，内部结构松散，对流体流动的封存作用好。在最高的 A/S 值条件下，河道带砂岩在冲积平原内孤立分布，均质性差，相多样性明显，砂岩内部结构松散，具直的、似带状的几何形态。

在陆相沉积环境中，对 A/S 值变化最明显的响应是冲积脊的高度、决口扇复合体的厚度和形态、河床加积速度。高 A/S 值条件有利于形成高冲积脊地形，厚层、砂质决口扇/决口河道复合体的发育。

三、小规模储层性质作为 A/S 值动态变化函数的实例

（一）河道砂岩中槽状交错层组的厚度

河道砂岩中槽状交错层组厚度是对 A/S 值动态变化响应敏感的特征之一。这里提供两个实例说明层组厚度变化的幅度和方向响应其所处的地层位置和 A/S 值的变化。下一节说明这些变化导致的孔隙度和渗透率的响应。

1. San Juan 盆地 Mesaverde 组

北美西部内陆白垩系地层出现在数个盆地规模发育的碎屑楔状体中，这些楔状体是白垩纪海域长期海退和海侵的产物，包含陆相、滨海（海湾、潟湖、海岸沼泽、堡坝体系）、临滨或三角洲前缘、陆架地层。沉积相的构成特征是：中部为厚层陆相沉积，上下地层均为厚度较薄的临滨或三角洲前缘相砂岩，整个楔状体又被海相泥岩包围。

San Juan 盆地 Mesaverde 组是这些楔状体之一。该组由 15 个成因层序或进积/加积单元组成，构成向海步进（进积）（Lower Mesaverde ）和向陆步进（退积）（Upper Mesaverde）的叠加样式（Cross Lessenger，1997）。构成 Lower Mesaverde 组的成因层序加积/进积比值发生变化。临滨呈阶梯状跨越盆地向海进积，像一系列的台阶（steps）和台阶梯（risers）（图 7-10）。临滨部位没有明显的海进，陆相和滨海地层总是位于临滨地层之上。临滨相域台阶的步进部分可以在数千米范围内进行对比，然后地层垂升 15～21 m，延伸距离小于 2 km。伸长形的“台阶步进”部分形成于临滨进积期，该时期加积作用不明显，即加积/进积比值与 A/S 值低。延伸距离较短的“台阶梯垂升”部分形成于临滨加积和进积期，即加积/进积比值和 A/S 值较高的条件下。

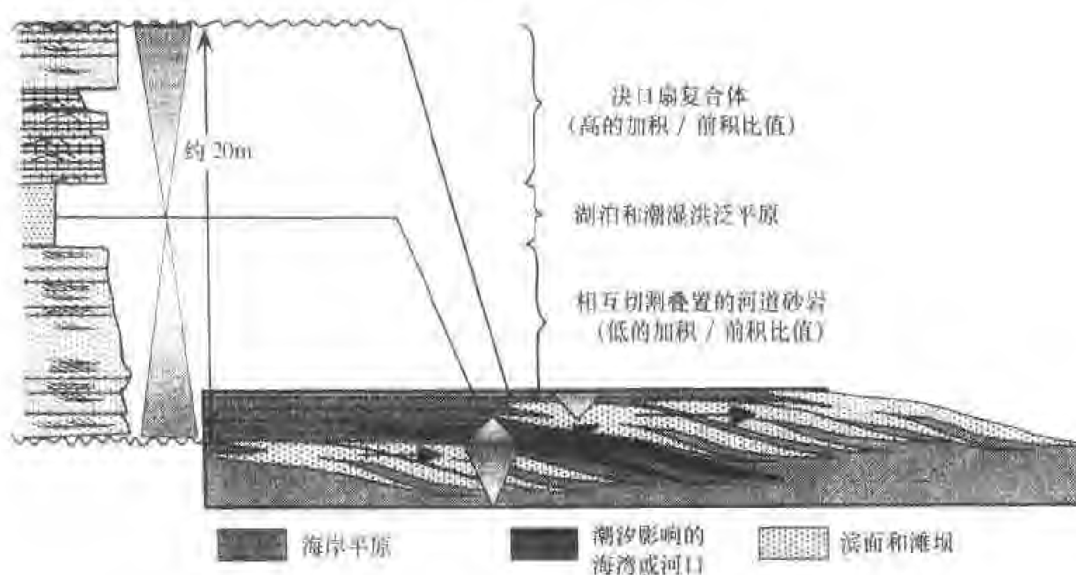
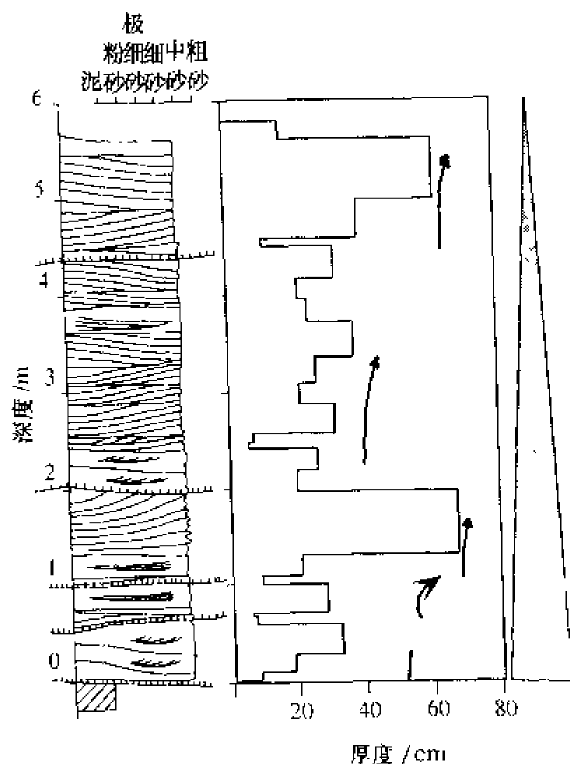


图 7-10　临滨砂岩加积/前积比值变化产生的陆相沉积旋回图

具“步进”和“垂升”形态的临滨相域在其向陆的陆相地层中形成了代表 A/S 值减少和增加的地层旋回。在陆相环境中冲积相的路过不留与临滨部位的“步进”出现表明最低的 A/S 值条件。当临滨“垂升”开始出现时，加积/进积比值增加，A/S 值增加，冲积相的加积作用产生，形成了侧向上相互叠置，彼此切割的具板状形态的河道砂岩体，砂体厚度可达 6～8 m，分布面积数十平方千米。砂岩与下伏区域分布的、低起伏的（最大 1 m）、由河道反复侵蚀到相同地层高度形成的代表沉积物路过不留作用的水平面呈突变接触。

河道带砂岩的垂向相序记录了床沙保存作用的增加，因此也就记录了从底部低幅度起伏的界面向上 A/S 值的增加（图 7-11）。这些河道沉积物以槽状交错层为主，在厚度为 0.5～4 m 冲刷-充填复合底形组合内沉积了细粒—中粒砂岩。在每一个复合底形组合内，从底部侵蚀面到上覆复合底形组合的底部，槽状交错层理层组的厚度向上变厚。从整个相互叠置的砂岩底部到顶部，层组厚度总体呈逐渐增加的趋势，复合底形组合的厚度从砂岩底部到顶部也逐渐增厚。除了顶部波状纹层砂岩相之外，粒度没有明显的变化。泄水构造仅出现在河道带砂岩顶部，即 A/S 值最大部位。复合底形组合内部，以及从河道砂岩底部到顶部槽状交错层理层组厚度向上的增加表明，床沙底形、复合底形组合保存程度和沉积物堆积速度的增加。相互叠置河道砂岩的上部以块状砂岩为主，旋卷纹层不发育也说明了沉积物堆积速度逐渐增加。

相互叠置的河道砂岩上部为垂向加积的冲积平原泥岩、湖相泥岩、纸状页岩和/或决口扇/决口河道复合体。这些相形成于临滨“台阶垂升部分”末端加积/进积比值减少时期。决口扇相序和决口河道砂岩内槽状交错层理层组厚度表明，决口扇/决口河道复合体形成于 A/S 值减少的条件下。复合底形组合和决口河道砂岩槽状交错层组厚度从底部到顶部呈逐渐减少的趋势（图 7-12）。从决口河道砂岩底部到顶部及在复合底形组合内槽状交错层理层组厚度向上减少，表明床沙和复合底形组合保存程度及沉积物堆积速度的降低。



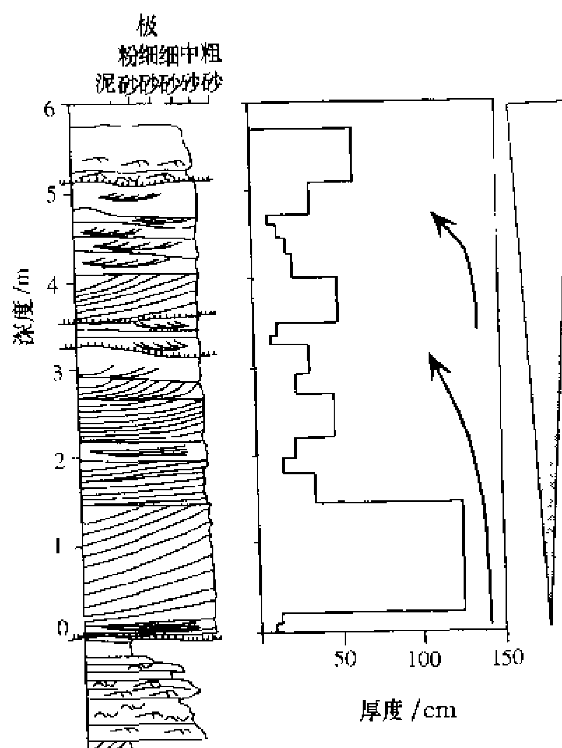


图 7-11 随 *A/S* 值增加相互叠置的河道砂岩底形保存程度增加的垂向序列

图 7-12 随 *A/S* 值变化决口河道砂岩槽状交错层组厚度变化图

2. 尤他盆地 Green River 组

始新世 Green River 组河流、冲积平原和湖相沉积出露在尤他州采石场的陡壁和邻近 Sunnyside 地区 Roan Cliffs 天然露头区。油柱厚度达 800 feet 的油层在这些露头区出露。石油从尤英塔盆地中部生油层沿盆地南翼运移而来，顶部盖层和油水界面沿 Roan Cliffs 出露。挖掘到 Green River 组的矿坑接近最好的储层相的底部。Kusumanegara 和作者对矿坑、天然露头和岩心进行了地层学、沉积学和岩石物理学研究。

矿坑陡壁出露了三个地层旋回(图 7-13)。每个旋回均由底部发育冲刷面的河道带砂岩构成,河道砂岩之下为下伏旋回的潮湿平原相或湖相。底部侵蚀面之上为相互叠置的河道带砂岩,其上为决口扇、决口河道砂岩、冲积平原泥岩和/或浅湖相砂岩、泥岩和灰岩,有时出现开阔湖相和边缘湖相。该相序记录了 *A/S* 值增加、地下水位上升时期沉积物的堆积作用。自下而上,连续的旋回冲积平原相、湖相和决口扇相比例增加,河道带砂岩比例减少。相构成比例的这种变化说明了三个小型非对称旋回形成于长期 *A/S* 值增加的时期。

下部旋回几乎完全由叠置的槽状交错砂岩组成。上覆为冲积平原加积作用形成的薄层红色泥岩，上部发育土壤。中部旋回由约 50%的位于旋回下部的叠置河道和 40%的位于上部的冲积平原泥岩与 10%的决口扇和决口河道砂岩不等厚互层组成。上部旋回底部砂岩仅占 20%、其他为 50%泥岩与 20%决口扇、决口河道复合体和 10%湖相泥岩。自下而上从一个旋回到另一个旋回的叠置河道、决口扇、决口河道、冲积平原和湖相沉积物的比例的变化同样记录了三个旋回沉积时期 *A/S* 值逐渐增加。

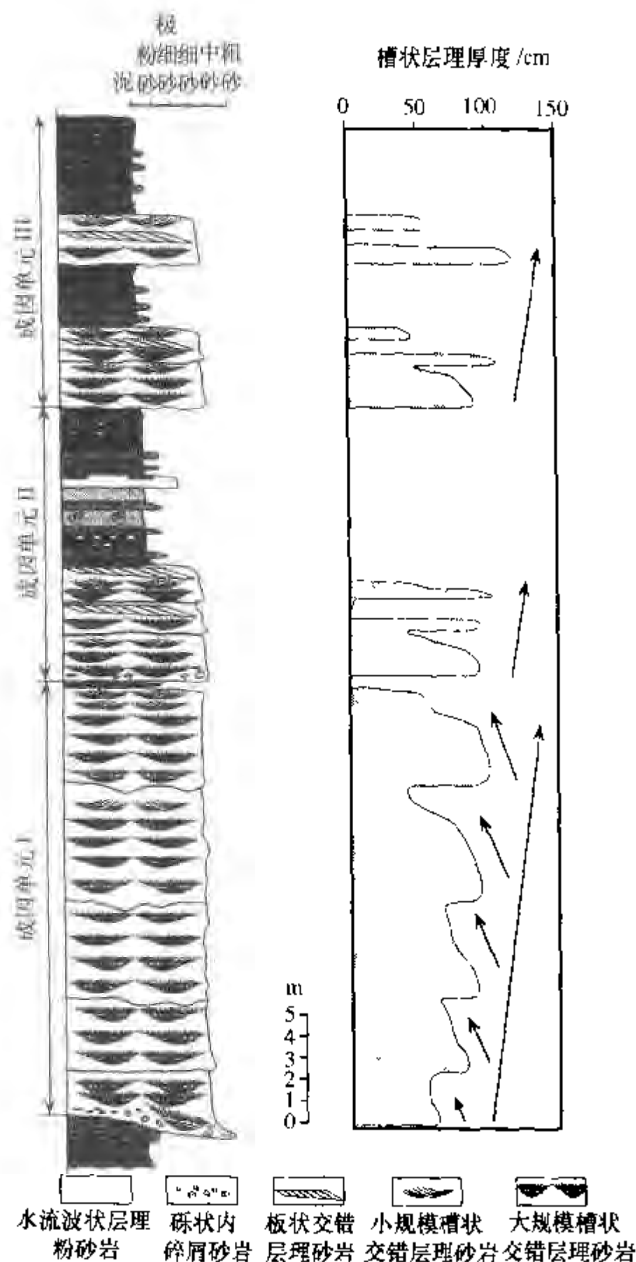


图7-13 三个成因层序测量的槽状交错层系厚度曲线

冲积河道带砂岩由多个侧向和垂向相互叠置的冲刷-充填的复合底形组合构成。自旋回底部向顶部河道带砂岩叠置的程度逐渐减弱。上部叠置程度较弱的河道带砂岩保存了构成原始河道的更多的地貌要素，因此相构成更丰富，多样性明显，大型与小型沉积构造均出现。上述特征表明从每一个旋回的底部到顶部、从一个旋回到另一个旋回可容纳空间逐渐增加。

图7-13说明了三个旋回内发育的叠置砂岩槽状交错层理层组厚度与地层位置的关系。在所有旋回中，槽状交错层组厚度在每一个复合底形组合底部最厚，向上减薄直至另一个冲刷面出现。每个旋回上部复合底形组合中槽状交错层组的厚度均大于下部复合底形组合，上覆复合底形组合的厚度通常也大于下伏复合底形组合。在相应的地层位置上覆旋回槽状交错层组的厚度也比下伏旋回的厚。

复合底形组合中槽状交错层理层组厚度的变化是测定地层中保存下来的原始地貌要素比例的尺度。层组厚度在旋回内及从下伏旋回到上覆旋回的变化直接测定了河道在加积过程中相同类型床沙的保存程度。在下部旋回开始时，*A/S* 值低，床沙底形相互切割和叠置作用明显。随时间的推移，*A/S* 值增加，在下部旋回的上部和继后的旋回中相同类型的床沙较好地保存下来。

（二）河道砂岩的孔隙度和渗透率

本节提供两个实例说明河道砂岩孔隙度和渗透率变化是地层位置和 *A/S* 值动态变化的函数。选择这两个实例说明岩石物性随所在的地层位置不同发生时空变化，其他例子可见 Ramon 和 Cross（1997）发表的文章。

1. 尤他盆地 Sunnyside 地区 Green River 组

样品采自矿坑陡壁内所有地层位置的所有相。图7-14A 表示矿坑陡壁出露的三个旋回中大型槽状交错层河道带砂岩的渗透率对数值与孔隙度交会图。很显然，孔隙度/渗透率交会图值具离散特征。当冲积河道砂岩所有相（小型槽状交错砂岩、板状交错层砂岩、块

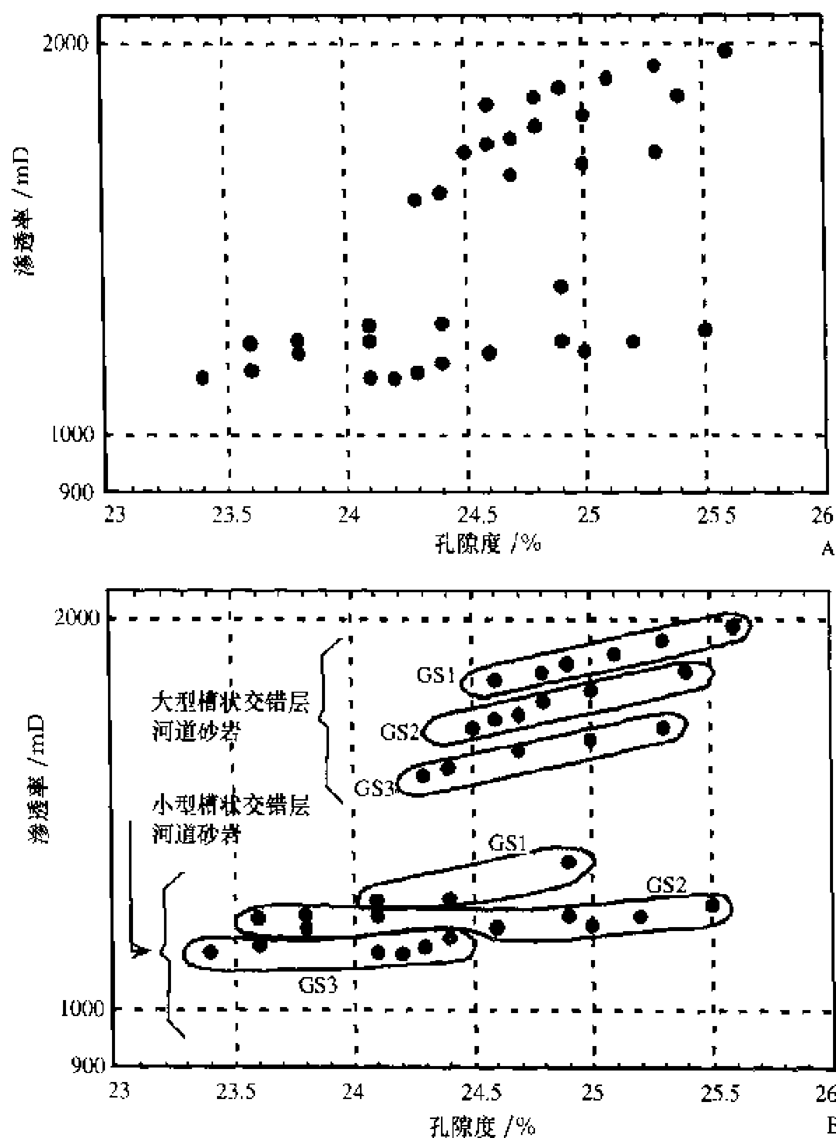


图 7-14 槽状交错层理河道砂岩孔隙度与渗透率交会图

A—常规；B—在数据点附近加上地层界线；mD 为非国际标准单位，1 mD = $10^{-15}m^2$。下同

状或泄水构造砂岩）均以类似方式作图的话，离散程度会大大增加。以这种方式作孔隙度/渗透率交会图，即将其作为沉积相变化的函数作图，由于丢失了重要的地层信息，对岩石物性值的预测范围太广，而且不精确。

然而，如果从地层角度分析同样的资料，能够得到孔隙度/渗透率的内在关系。在图 7-14B 中，用线圈出采自同一个地层旋回的样品，表明在旋回内样品的孔隙度和渗透率值减少了离散的程度并圈定了分布的直线段范围。尽管直线段分布具叠覆特征，但分布范围的界限从一个旋回到其上覆旋回一致向孔隙度和渗透率减少的方向错开。

更精确地、在地质上更合理地描述储层孔隙度和渗透率分布的关系是将每一个沉积相作为地层位置的函数作渗透率对数和孔隙度交会图。图 7-15 表明所有河道砂岩的岩石物性在两种规模的地层旋回内（三个短期旋回和短期旋回叠加组成的较长期旋回）有规律地

变化，而且是可以预测的。在该图中，孔隙度/渗透率交会的数据点在旋回内按地层位置排列。最底部的数据点对应旋回最低位置的样品，下一个数据点对应旋回内紧接的略高一点位置的样品。首先分析大型交错层理砂岩相，即河道砂岩中最普遍发育的相。在每一个旋回内孔隙度和渗透率从下部向上逐渐减少，分布范围形成直线段。每一个旋回的直线段错开以至上部河道砂岩的开始值和结束值均比下部旋回低。尽管其他相在地层中不十分发

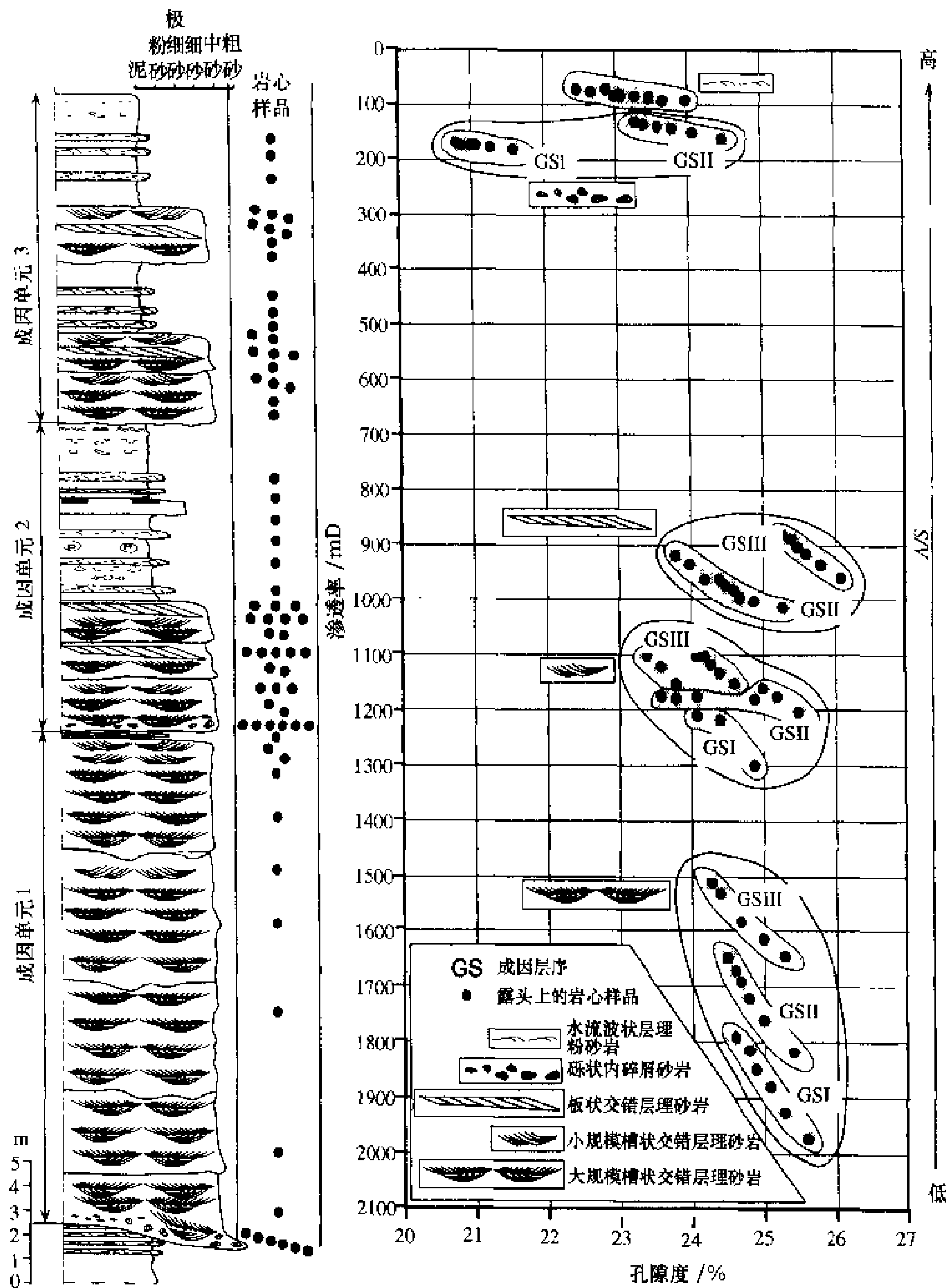


图 7-15　构成河道砂岩不同相的孔隙度、渗透率（右）与其所处的地层位置（左）密切相关

育，如小型交错层理、板状交错层理、波状交错层理砂岩相的孔隙度和渗透率呈相同分布形式。最后，上覆地层单元中相的孔隙度和渗透率值比下伏地层单元中相应相的值要低。分析表明，地层对构成河道砂岩所有相的岩石物性都具有相似的控制作用，水流波状层理除外，因为这种层理形成于界面层流，在水动力学成因上与其他床沙底形和河流地貌要素不同。

2. 哥伦比亚 Cusiana 油田

哥伦比亚 Cusiana 油田产层为中新世 Mirador 组。Mirador 组下部主要由河道带砂岩，其次由决口扇复合体、冲积平原和湖相泥岩以及古土壤构成。由三个退积旋回组成，表明形成于长期增加的 A/S 值条件（图 7-16）。下面的讨论主要为 Fajardo-Diaz（1995）和其他作者对该油田地层和储层的研究成果。

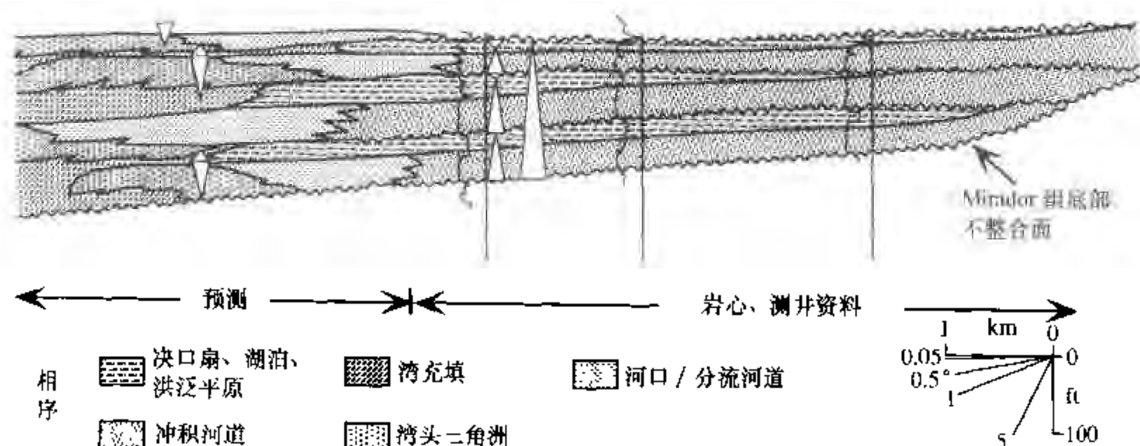


图 7-16　哥伦比亚 Cusiana 油田 Mirador 组下段地层结构图

Mirador 组下部每一个旋回底部均由叠置的河道砂岩组成，上覆不同厚度和比例的决口扇、河道砂岩、冲积平原和湖相泥岩、土壤。细粒相通常在第三个旋回上部集中出现，上覆层可发育其他河道砂岩。该相序记录了 A/S 值增加的半旋回，在上部旋回之下有时出现代表 A/S 值减少的薄层沉积。用这种小型相序可以确定在油田范围内可对比的短期旋回。

在最小的规模上，槽状交错层组厚度、孔隙度和渗透率变化的趋势与前述讨论的特征相似。图 7-17 表示构成这些中期旋回之一的槽状层理河道砂岩的层组厚度、孔隙度和渗透率。A/S 值增加的短期半旋回，A-D 的孔隙度和渗透率向上逐渐减少。每个半旋回内交错层组厚度一般向上增厚。每一个旋回的孔隙度和渗透率的初始值和终点值均比其上部旋回的值高。A/S 值减少的短期半旋回 B 的孔隙度和渗透率向上逐渐增加，槽状交错层组厚度减少。孔隙度和渗透率的增加与产生交错层理的床沙切割与叠置作用强度的增大一致。该实例说明几乎完全由一种相构成的河道相序的短期旋回中，孔隙度和渗透率的变化是地层位置和 A/S 值变化的函数。

三个中等规模旋回的孔隙度和渗透率值的垂向变化表现出更明显的上述特征。同一口井三个中期旋回槽状交错层理河道砂岩的孔隙度的算术平均值和渗透率的几何平均值如图 7-18 所示。从旋回 1→旋回 2→旋回 3 孔隙度值从 11.7%→10.3%→8.81%，渗透率值从

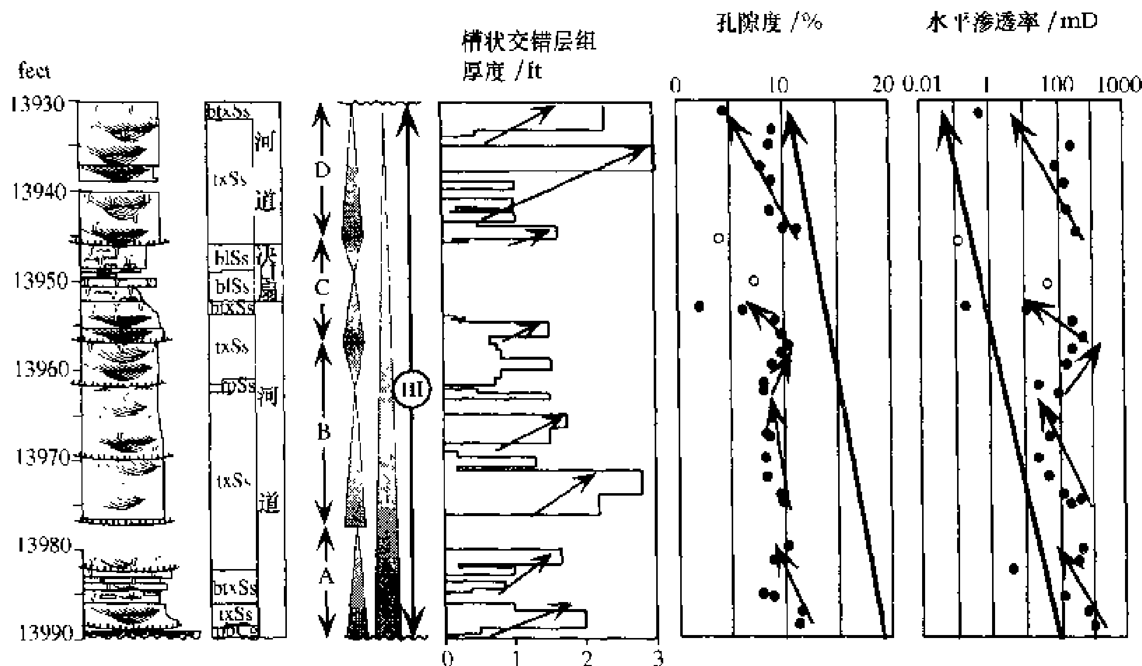


图 7-17　河道砂岩的槽状交错层组厚度、孔隙度、渗透率与地层位置关系图

402 mD→201 mD→107 mD。可以看出，即使相同的相，孔隙度和渗透率的变化也是明显的。

（二）决口扇砂岩的孔隙度和渗透率

这里列举哥伦比亚 Magdalena 盆地中部 La Cira 油田下第三系决口扇复合体的一个实例，用于说明其他环境和地貌要素形成的相的物性特征对地层位置和物理沉积学性质的变化也是敏感的。

图 7-19 为 La Cira-1880 井 30 m 决口扇取心井段的孔隙度和渗透率的分布。剖面上部决口扇复合体较下部的厚度大、粒度粗、砂体叠置程度明显，但均由相同的相构成。除此之外，尚有其他证据说明这套地层形成于长期 A/S 值逐渐降低的时期。

在向上变粗的决口扇复合体内，随着粒度、砂质含量的向上增加，泥质含量的向上减少，构成每一个决口扇的槽状交错层理和块状层理砂岩的孔隙度、渗透率和含油饱和度值向上增加。除了沉积相对岩石物性的控制外，由相同的相构成的纵向排列的两个决口扇复合体的孔隙度、渗透率和含油饱和度也出现向上增加的特征。堆积在较低 A/S 值条件下的上部决口扇的槽状交错层理和块状层理砂岩的孔隙度、渗透率和含油饱和度值较下部决口扇相应相的值要高。

四、中等规模储层性质作为 A/S 值动态变化函数的实例

（一）河道带复合底形组合的多样性

与小规模沉积特征和岩石物性特征一样，河道复合底形组合相互叠置的程度和内部相组成的多样性、形态、尺度大小同样记录了 A/S 值的动态变化。当河道带复合底形组合的上述性质变化时，在地层旋回内与冲积平原相的组合和比例也发生变化。中等规模储层性质的变化可以将储层地层学、沉积学和岩石物性等宏观与微观性质在成因上联系起来。

科罗拉多州西北部的 Piceance 盆地 Mesaverde 组由进积的临滨和侧向上有联系的、向东推到前陆盆地的陆相地层组成。临滨以上的陆相地层主要由形成于河道、决口扇、冲积平原和湖相环境的相组合构成。研究剖面与古水流方向近似垂直，为在走向上测定河道带砂岩和其他相域提供了条件。

图 7-20 表示了相域在露头区的分布以及测定剖面的位置。露头底部潮汐相上覆在海相临滨相之上。露头的其他部分由河道带砂岩、决口扇/决口河道复合体砂岩、冲积平原与湖相泥岩组成。各相域所占的比例沿剖面系统地变化，剖面下部湖相、冲积平原泥岩为主、决口扇次之；河道带砂岩呈带状、孤立分布。河道砂岩、决口扇复合体比例向上逐渐增加，湖相、冲积平原泥岩减少。露头地层的中部以河道带砂岩为主，河道砂岩在侧向上，某种程度也在垂向上呈相互叠置特征。从露头中部到顶部，相构成出现相反变化的趋势。相域比例的变化是长期 A/S 值减小再增加的结果。在长期对称旋回内，可以识别和对比较小的旋回。小型旋回的相组合、比例和相多样性的变化表现出与长期旋回类似的特征，可作为上述解释的佐证。

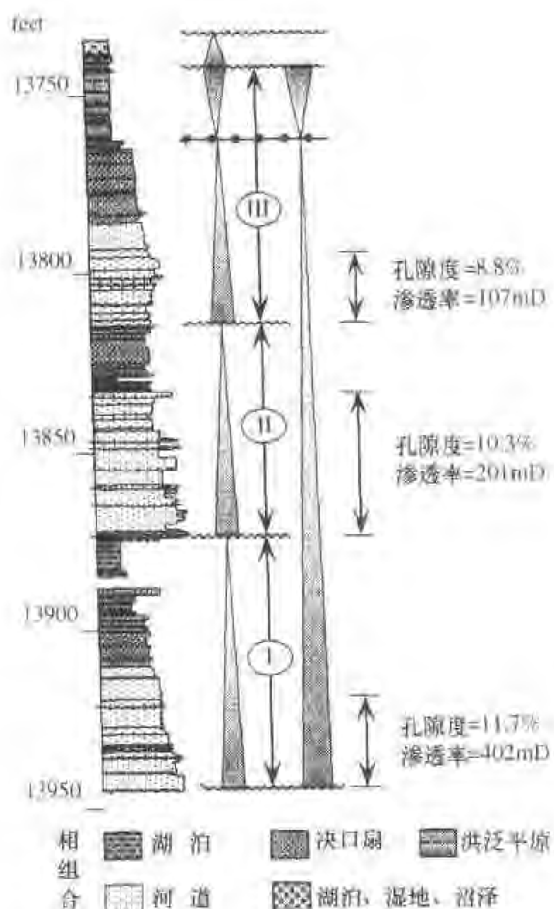


图 7-18　三个中期旋回槽状交错层河道砂岩的孔隙度、渗透率平均值

河道带砂岩由相对比例变化的四种复合底形组合类型构成，即侵蚀-充填、下游加积坝、点坝和岸边凹地（slack water）复合底形组合。复合底形组合类型、类型的变化和相多样性在地层剖面上以非对称形式变化。图 7-21 概括了复合底形组合多样性与地层位置的关系。露头出露地层的中部，即 A/S 值最小的条件下，河道带砂岩完全由侵蚀-充填复合底形构成。露头下部河道带砂岩由侵蚀-充填、下游加积坝和岸边凹地复合底形构成，复合底形的多样性在 2～3 之间变化。向 A/S 值最小位置的方向侵蚀-切割复合底形所占比例增加，下游加积坝与岸边凹地复合底形减少。露头上部河道带砂岩由侵蚀-充填、点坝和岸边凹地复合底形组合构成。侵蚀切割复合底形所占的比例自 A/S 值最小的位置向上逐渐减少，而点坝和岸边凹地复合底形组合所占比例增加。在较高 A/S 值条件下孤立的河道带砂岩发育 2～3 个复合底形组合，处于相同地层位置的叠置河道带砂岩发育 3 个复合底形组合。

露头区出露地层的中部，即最小 A/S 值位置，河道带砂岩完全由侵蚀-切割复合底形组合构成。大型槽状交错层理砂岩在相多样性简单的复合底形组合中占 70%～100%。

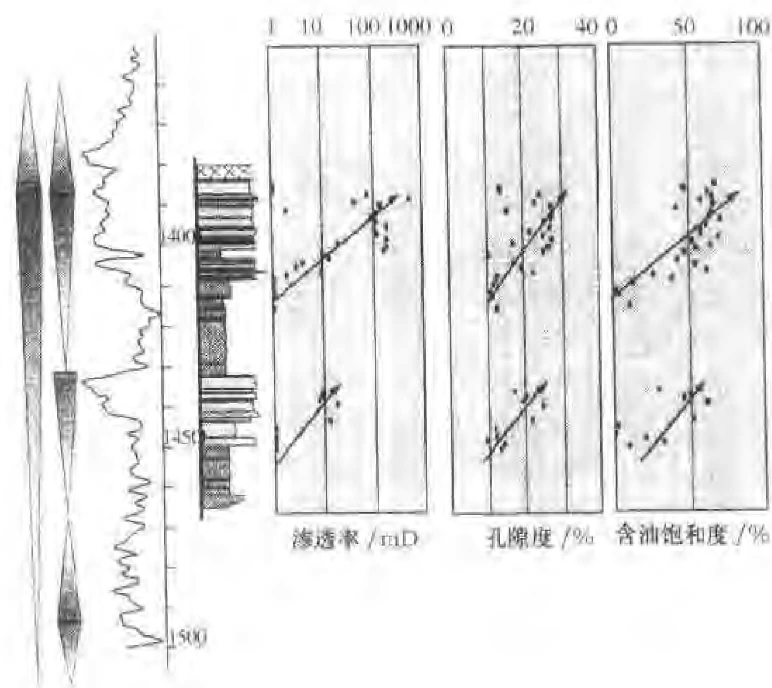


图7-19　块状和波状纹层的决口扇砂岩孔隙度、渗透率及含油饱和度变化趋势图

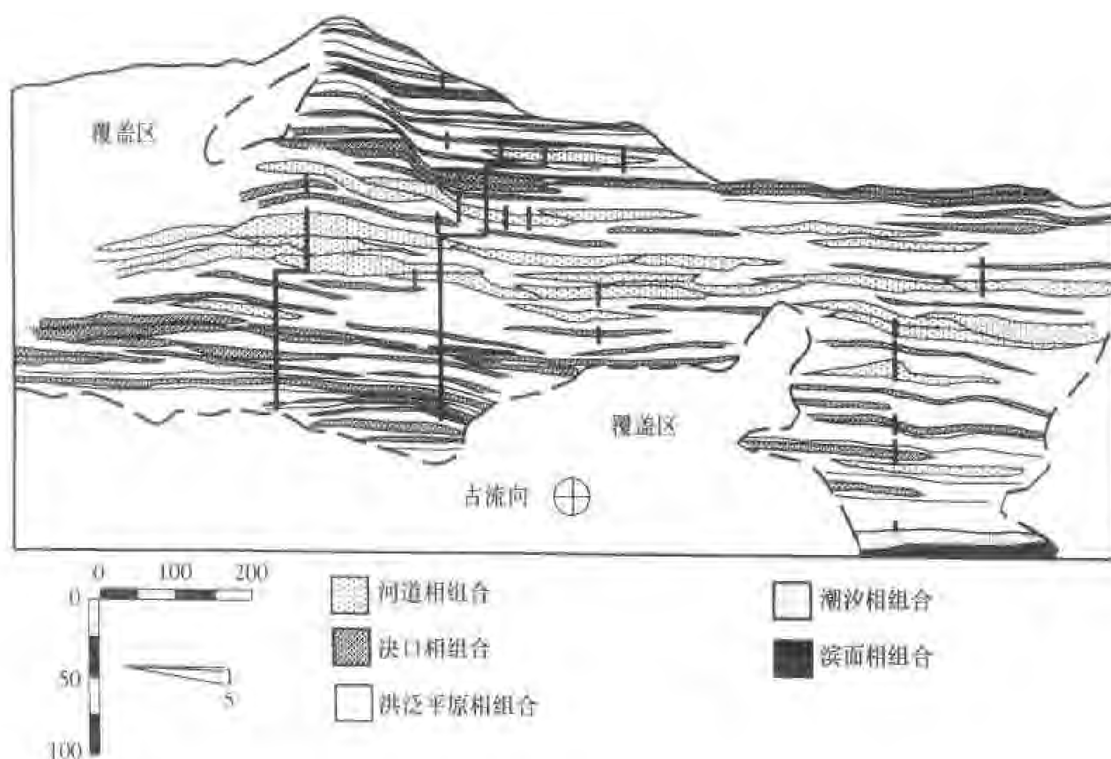


图7-20　科罗拉多西北部Piceance盆地Mesaverde陆相地层3 km长的悬崖露头相域展布图

可以将高 A/S 值和低 A/S 值条件下形成的侵蚀-充填复合底形组合进行比较，因为它们是在这两个地层位置均可找到的、说明保存能力的底形。大型槽状交错层砂岩占底形类型的70%～100%；该比例是地层位置的函数。其余由泥砾岩、旋卷层理和无构造（泄

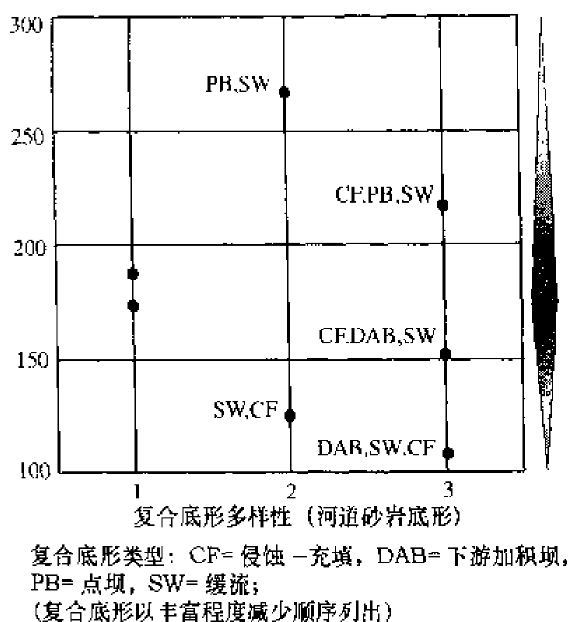


图 7-21 作为地层位置和 A/S 值函数的河道砂岩复合底形类型及其多样性

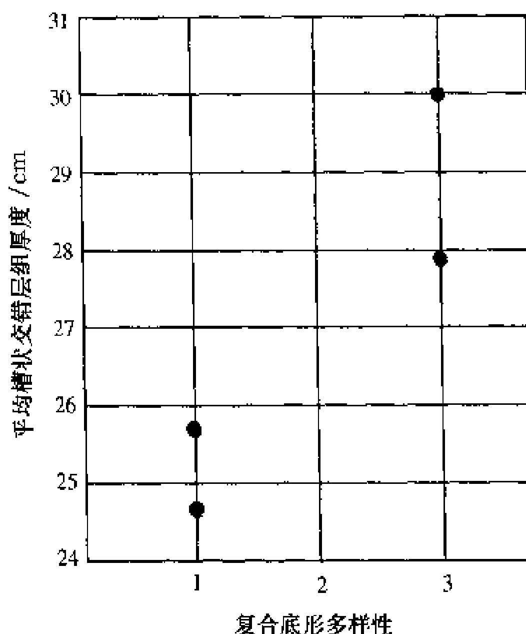


图 7-22 Kenny 储层剖面中相互叠置的河道砂岩槽状交错层组平均厚度与复合底形变化关系图

水）砂岩及少量流水波痕砂岩构成。当复合底形组合的多样性增加时，侵蚀-充填复合底形组合中槽状交错层理的层组厚度增加（图 7-22）。槽状交错层组厚度减少和复合底形组合多样性降低均是低 A/S 值条件变化的表现形式。

位于 A/S 值最低位置的上部和下部的侵蚀-充填复合底形组合在河道冲刷面上发育厚层、泥砾含量高的滞留沉积，而在处于 A/S 值最低位置的河道内通常缺少这种滞留沉积物。与高 A/S 值条件下的河道砂岩相比，低 A/S 值条件下的河道带砂岩侵蚀充填复合底形组合发育，构成每个河道带的复合底形组合的界面也发育。

当 A/S 值较低时，沉积物堆积的空间小，河道坝砂岩叠置程度高，故此河道带砂岩复合底形组合的多样性简单。侵蚀-充填底形发育，因为它们充填了河道的最深部分，而且最后又被后期河道的冲刷作用搬走。形成于低 A/S 值条件下的侵蚀-充填复合底形组合是最高能量的底形，含最粗、最均质的砂。与较高的 A/S 值条件下的沉积相比，侵蚀-充填底形组合缺少侧向连续的底部滞留沉积。滞留沉积厚度和出现频率的减少是由于河道侵蚀了前期沉积的冲积平原沉积物，河岸的泥质含量降低造成的。

（二）决口扇的组构

决口扇组构作为地层位置和 A/S 值的函数变化的产物，是地层控制不同类型的相域、相组合和相构成的另一个实例。

以 Piceance 盆地 Mesaverde 组为例。两种端元类型的决口扇复合体及其二者的过渡形式占据了长期旋回不同的地层位置。图 7-23 是测定的两种端元类型的决口扇剖面和相序替代图。接近最小 A/S 值位置的决口扇是更均质的、富砂的和粗粒的，而且呈向上变粗的自然伽马曲线形态（图 7-23B）。一般厚度小于 2.5 m，相的多样性较简单，扇体坡度较小（小于 1°~2°）。由水流波状纹层砂岩组成，缺乏夹层泥岩。决口河道砂岩通常发育在

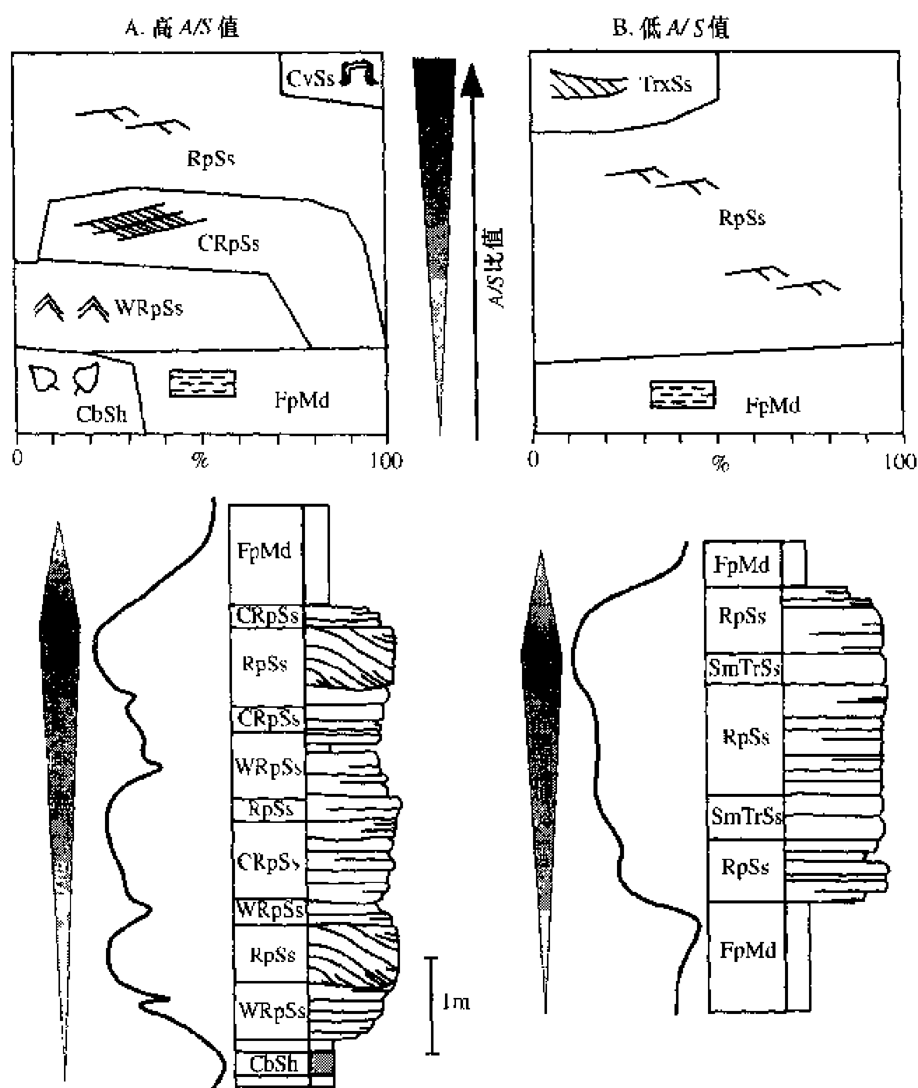


图 7-23　形成于高和低可容纳空间的决口扇的相序和相构成的多样性

决口扇的上部。这些决口扇向垂向加积的冲积平原沉积物进积。

位于最小 A/S 值位置上部和下部的决口扇非均质性较强，相多样性明显（图 7-23A）。典型的决口扇厚度可达 5 m，由数个向上变粗的旋回组成。高角度（10°～15°）、非均质、倾斜的沉积物由夹薄层泥岩、发育水流波状纹理的砂岩组成。这些决口扇也向垂向加积的冲积平原泥岩和碳质泥岩进积。

冲积平原之上天然堤（冲积脊）地形限制了决口扇进积产生的冲积平原加积作用的垂向高度。由于天然堤的高度限制了决口扇的厚度，高可容纳空间条件下形成的高角度决口扇仅能邻近河道天然堤（高出冲积平原 5 m）形成。在低可容纳空间背景下，尽管靠近相同高度的天然堤也可以形成薄层、平坦的决口扇，但这种决口扇靠近较低的天然堤形成的可能性更大。随 A/S 值的增加，决口扇厚度逐渐变大。

上述观察和论证表明可容纳空间与发育的地貌地形在成因上的联系（图 7-24）。在高可容纳空间条件下，河道带可以建造高的冲积脊，产生高的地形差，为高角度斜坡沉积的

厚层决口扇的形成提供了局部空间。决口扇进积作用强，没有发生再改造作用，而且构成决口扇的相组成丰富。在低可容纳空间条件下，河道带和冲积平原的加积作用减弱，天然堤与冲积平原之间的地形差小。由于地形起伏小，形成的决口扇厚度薄，坡度平坦，并与冲积平原垂向加积沉积物混合。

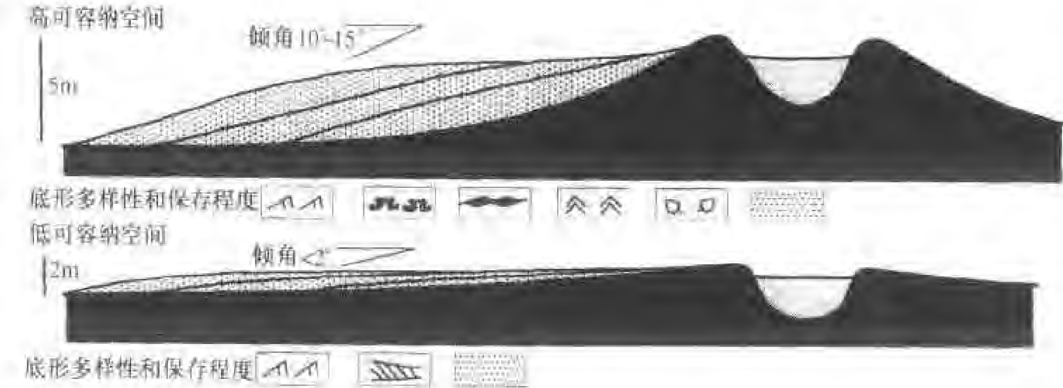


图 7-24　受可容纳空间变化控制的决口扇复合体的差异

五、宏观储层特征作为 *A/S* 值动态变化函数的实例

如前所述，概念模型、数值模型和野外研究均已发现，大型冲积结构的变化是可容纳空间或 *A/S* 值的函数。人们已经了解储层的某些宏观储层特征与可容纳空间变化的关系，如河道砂岩几何形态和连续性等，目前尚未定量化；其他规模的性质，如河道带的内部结构和组成、非河道相域所占体积比、分布范围和高宽比随可容纳空间的变化尚未理解。对于不同尺度的沉积学、地层学性质和岩石物性之间的关系的起因和经验认识几乎一无所知。以下实例是作者为弥补这些不足所做的初步努力。

（一）河流的建造结构

哥伦比亚 Magdalena 盆地中部，产层为下第三系的 Galan 油田提供了河流结构变化作为 *A/S* 值函数的一个实例。该油田河道砂岩产层在平行沉积走向上随 *A/S* 值增加形成的非对称旋回的分布范围、连通性和连续性变化较大（图 7-25）。在低可容纳空间条件下，

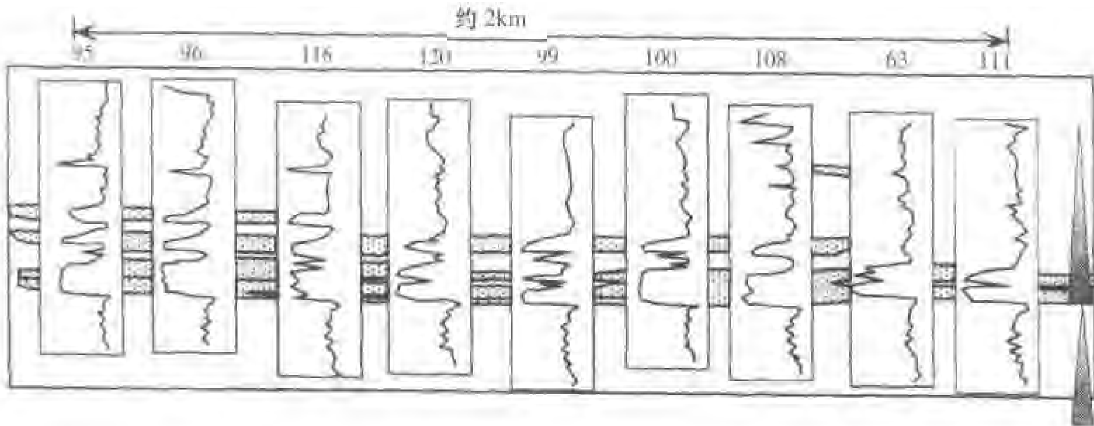


图 7-25　哥伦比亚 Magdalena 盆地 Galan 油田河流结构随 *A/S* 值变化图

单独河道砂岩相互切割和叠置，往往形成叠覆的、内部连通的、似席状的河道带砂岩体。这些砂岩的相构成简单，垂向上均质性较强。大型侵蚀-冲刷复合底形组合内主要由叠置的槽状交错层理组成，夹不连续的薄层泥岩。

在高 A/S 值条件下，孤立分布的河道砂岩或较少叠置的河道砂岩的连续性和连通性变差，相构成复杂多样，粒度向上变细，砂泥比低，侧向上连通性和连续性变差。

（二）河道砂岩大小和槽状交错层理的层组厚度

河道沉积宏观和微观性质，如河流的建造结构和槽状交错层组厚度均随 A/S 值的改变发生有序的变化。下一个问题是这些不同规模的性质是否共线性变化，Piceance 盆地 Mesaverde 组 Kenny Reservoir 露头为初步评价这个问题提供了数据组。

选择四个河道带砂岩来详细研究河道带大小、槽状交错层理层组的厚度和 A/S 值的关系。一个形成于最小 A/S 值条件，另一个形成于最大 A/S 值条件，其余两个位于这两个端元条件之间。选择的河道带砂岩的槽状交错层组厚度数据概括在图 7-26 中。最低

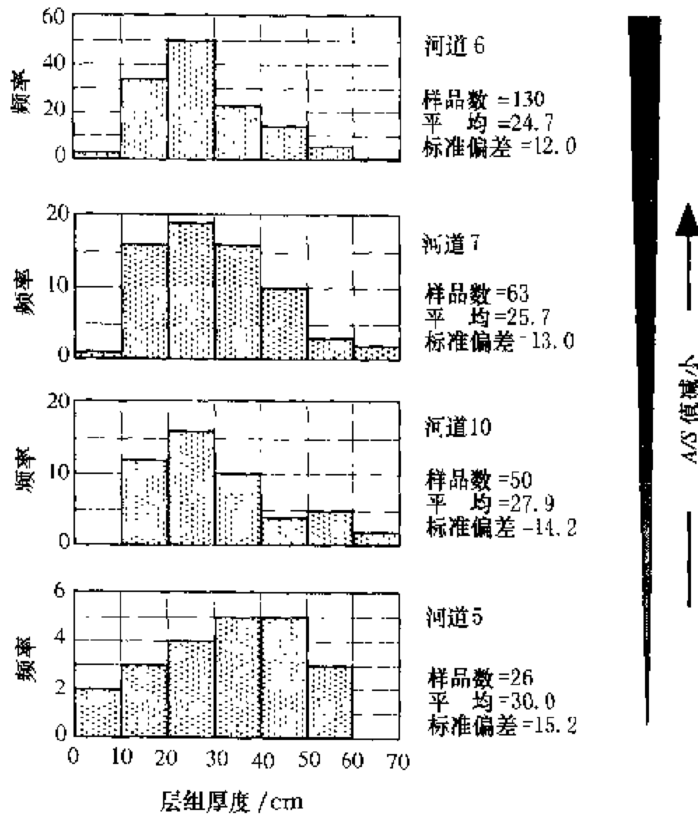


图 7-26　河道砂岩槽状交错层厚度出现的频率、均值和标准偏差随 A/S 值变化的直方图

A/S值条件下形成的河道带砂岩槽状交错层理的层组厚度平均值为 24.7 cm，偏度向薄层组一侧。最高 A/S 值条件下形成的河道带砂岩槽状交错层理层组的厚度平均值为 30 cm，偏度向厚层组一侧。其他两个河道砂岩层组厚度为二者的中间值，按其所处的地层位置排列。由于复合底形内和整个砂岩内的层组厚度随地层位置改变，平均厚度和偏度相对于 A/S 值的变化也是明显的。

受河道砂岩发育的地层位置控制，Kenny Reservoir 露头区平行沉积走向测定的河道带

砂岩发育特征的变化是明显有序的。A/S 值最小时的河道带分布宽度大、而且大多数侧向上相互连接；A/S 值最大时河道带分布宽度窄，呈孤立状分布（图 7-20）。在四个详细研究的河道带砂岩中，A/S 值最小位置的河道带砂岩宽度为 1.3 km，A/S 值最大位置的河道带砂岩宽度为 200 m（图 7-27）。A/S 值中等的河道带砂岩宽度中等，并按所处的地层位置排列。尽管研究的河道带砂岩数量较少，而且是我们所做的仅有的研究工作，槽状交错层组厚度与河道带大小的线性关系是使人感兴趣的研究。这意味着用岩心和钻井图象测定的层组厚度可以用于预测储层研究中河道带砂岩的大小和连续性。

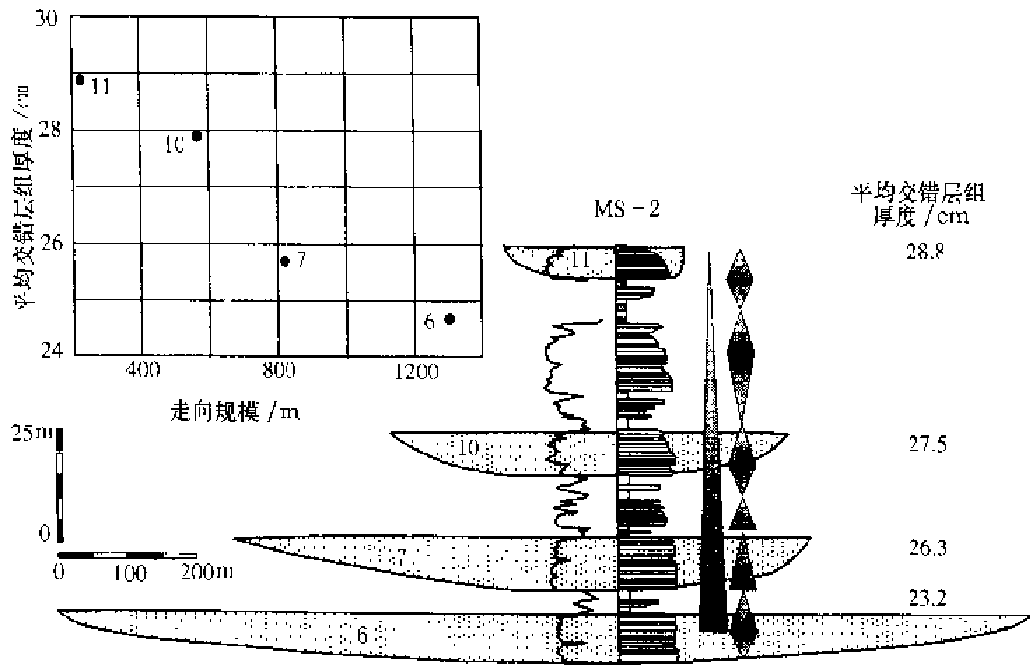


图 7-27 Kenny reservoir 剖面上河道砂岩槽状交错层组厚度与规模（垂直水流方向）对比图

六、地层对流体流动的控制

尤他州邻近 Sunnyside 小镇的 Green River 组饱含油的露头为从小、中、大规模地层性质着眼分析流体流动路径提供了条件，矿坑陡壁的新鲜面颜色从未染色到浅灰色到黑色变化。染色程度的变化反映了浅灰到浅棕褐色岩石表面含黑色油的浓度。

抽提烃类的重量与孔隙度和渗透率交会图证明，油染的强度是含油饱和度和孔隙度的近似值。孔隙度与烃类重量交会图证明二者之间有良好的关系。当孔隙度增加时，烃类重量也增加（图 7-28）。渗透率与烃类重量交会图表明，烃类含量相对于平均值的离散性随渗透率的增大而增大，但趋势仍然是烃类含量随渗透率的增加而增加（图 7-29）。薄片观察证实烃类充填大孔隙，较小孔隙没有烃类充填或仅部分充填。岩石表面油染程度的目测估计可以作为定性估计岩石孔隙体积的依据。

在镶嵌照片上勾绘出了 Sunnyside 矿坑陡壁的相、地层几何形态和目估的含油体积。图 7-30A 为表示陡壁相分布的照片镶嵌透写图，图 7-30B 为表示矿坑陡壁油染程度的照片镶嵌透写图。很明显，这三个地层旋回控制着三个分隔的流体流动单元的形成。每个旋回之上的冲积平原泥岩或湖相泥侧向上连续，而且构成主要流体流动单元的边界。一般来

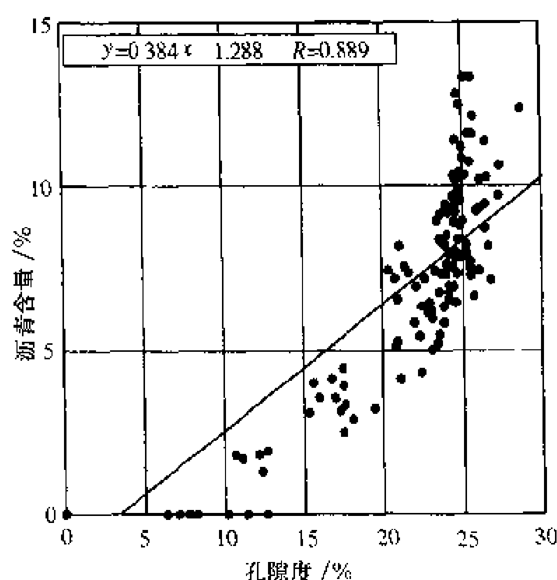


图 7-28 孔隙度与沥青含量呈线性关系的交会图

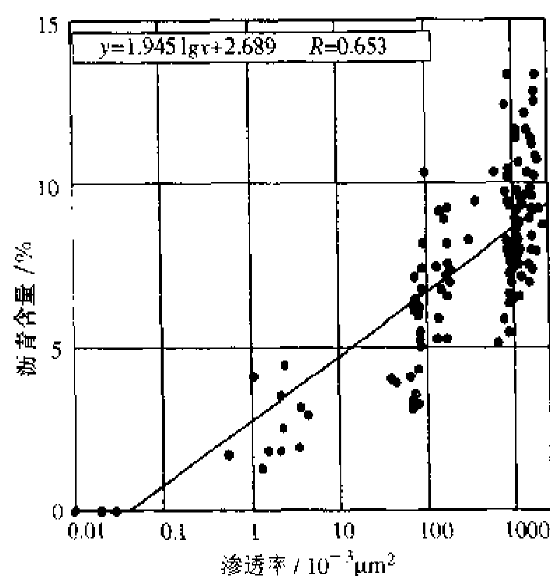


图 7-29 渗透率与沥青含量呈弱相关关系交会图

说，旋回 1 的含油饱和度最高，向上至旋回 3 逐渐降低。

在旋回 1 中，最大的含油体积出现在每个侵蚀-充填复合底形组合的底部，向上至另一个冲刷面含油体积减少。从旋回的底部到顶部，连续的槽状交错层的复合底形组合的孔隙体积和含油体积向上逐渐减少。天气较热时，高蜡油从厚度较大的槽状交错层组中流出，尽管它们全是饱含油的，但并没有从厚度较薄的槽状交错层组砂岩中流出。旋回的顶部覆盖厚度为 0.5 m 的不含油的冲积平原泥岩，成为流体流动的障蔽。陡壁的一部分，冲积平原泥岩被旋回 2 底部河道的侵蚀作用搬运，该处不存在流体流动的障蔽，但旋回 2 与旋回 1 河道砂岩相的差别足以延迟或阻碍流体穿越二者的边界流动。

旋回 1 叠置的河道砂岩在相方面是均质的，但根据油染程度分析流体流动形式是非均质的。每个冲刷充填复合底形组被冲刷面分开，正像根据油染强度目测的那样，流体流动通道在垂向上被分隔。除了槽状交错层组的厚度变化外，冲刷面两侧的相是相同的。流体在旋回 1 叠置河道带砂岩中的流动路径是弯曲的，可能更易选择性地穿越一些渗透性高的复合底形组的“贼层”（高渗层）。在生产条件下，油的“指进”现象会出现，而且由于每个复合底形组渗透率的明显差异，很难在整个砂体内达到均匀扫油。

旋回 2 下部出现的叠置河道砂岩也是饱含油的，但含油体积较旋回 1 叠置的河道砂岩小。大气较热时，旋回 2 的槽状交错层砂岩没有油流出。与旋回 1 相比，每个冲刷-充填复合底形组，以及从一个复合底形组到另一个复合底形组的孔隙体积和含油体积更均一，不发育明显高渗透的“贼层”，而且通过这些叠置河道带砂岩的扫油效率是高的。在生产时间，旋回 2 的叠置河道带砂岩是有效的、侧向连续的，甚至起排水层的作用。

旋回 2 上部孤立的河道砂岩孔隙体积和含油体积变化较大，孔隙度从中等值到低值，不含油。这些河道砂岩由于在点坝侧向加积面上形成的泥岩薄层而变为异粒岩相砂岩。在孤立的河道砂体内，底部砂岩孔隙度、渗透率较上部砂岩高，含油体积大。孤立的河道砂岩很少相互交切，而是被冲积平原泥岩或决口扇复合体的波状纹层砂岩、粉砂岩分隔。夹

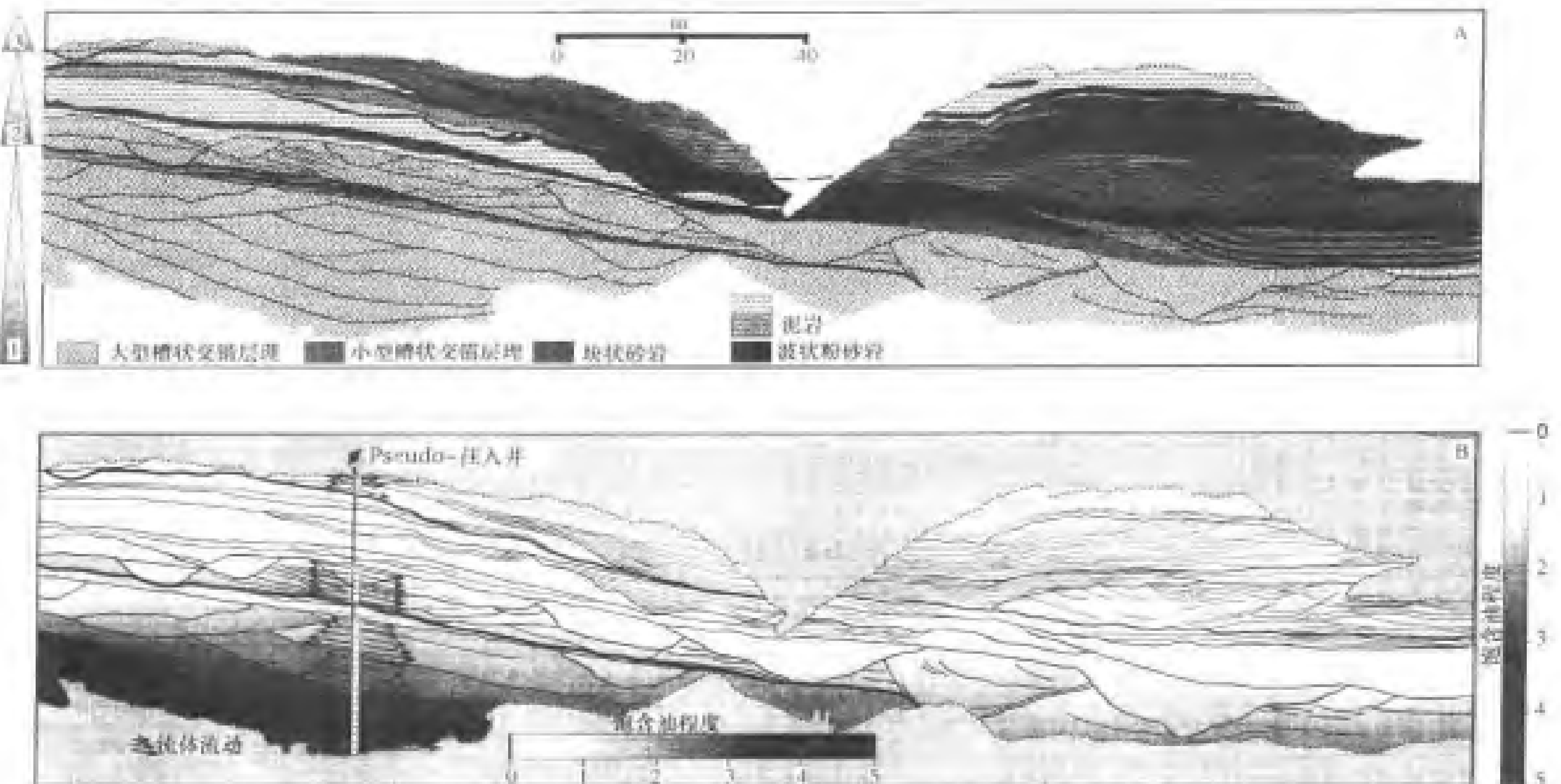


图7-30　Sunnyside采石场陡壁的沉积相分布(A)和原油染色程度(B)

层冲积平原泥岩总是不含油的，对流体流动起障蔽作用。互层的决口扇成因的波状纹层砂岩和粉砂岩或含油饱和度低或不含油。决口河道槽状交错层砂岩相含油饱和度也低或往往底部不含油。在孤立的河道砂岩内流体的流动路径是弯曲的，但较连续。每个河道砂岩是分隔的流体流动单元。从石油长期生成和运移的时间角度上讲，决口扇的基质孔隙度可发生变化。但从石油生产的短期角度上说，决口扇的低渗透性使得它们不可能成为流体流动单元。侧向上连续的冲积平原泥岩覆盖在旋回之上，在旋回2和旋回3之间起流体流动障蔽的作用。旋回3由异粒岩相构成的河道砂岩相的构成，几何形态和含油饱和度与旋回2孤立的河道砂岩类似。纵向上也被含油饱和度低或不含油的冲积平原沉积物分隔。孤立河道砂岩连通性差表明，它们应起分隔流体流动单元的作用。厚层冲积平原泥岩和湖相泥岩覆盖在旋回3之上，对旋回3和上覆旋回流体的流动起障蔽作用。

总之，Sunnyside矿坑陡壁的地层旋回确定了主要流体流动单元。侧向连续的冲积平原泥岩和湖相泥岩不含油，起流体流动障蔽的作用。底部旋回的河道砂岩孔隙度和渗透率高，然而由于渗透率变化较大，产生了“贼层”，降低了扫油效率。中部地层单元的河道砂岩孔隙度、渗透率好，侧向和垂向变化小，砂岩的扫油效率高。上部旋回的砂岩由于孔隙度、渗透率降低、连通性和可连通的砂岩体积小，是较差的产层。

一般常用与相似油田类比的方法评价和预测储层特征。同样，应该通过与一个或更多的露头类比得到宏观储层的性质，如分布范围、高宽比、非均质性、流体流动单元的连通性和分隔性以及盖层的连续性。通常主要是选择相似的沉积环境和相组合进行类比。

本文提出的观点是，作为 A/S 值动态变化的函数，地层作用控制了原始地貌要素的构成和所占比例，由此导致诸多的不同规模的地层学、沉积学特征和岩石物性的变化。从目前的研究程度来说，仅根据沉积环境和相构成评价储层性质会不可避免的降低评价和预测准确性和精确性。这里提出了更准确和更精确的方法，即，根据 A/S 值变化的动态系统，将正在开发的和新发现的油田与可类比的露头进行类比的系统评价是十分必要的。

（邓宏文译）

据 Timothy A. Cross “Stratigraphic controls on Reservoir Attributes in Continental Strata” 编译

（邓宏文译，王红亮校）

第三节　哥伦比亚中 MAGDALENA 盆地冲积河道砂岩油藏结构的描述及预测

两个主要油田的大约1600 m岩心和一个油田附近的600 m露头，数千米岩心、井壁取心和露头孔隙度、渗透率的综合测试表明，油层物性和储层连续性变化与可容纳空间及沉积物供给比值（A/S 值）有关。

河道砂岩有规律性地出现，其重复样式与 A/S 值的变化有关，清楚地表明在最低可容纳空间条件下，形成厚达5 m相互叠置切割的河道砂岩，其底部富含内碎屑，顶部为1 m多厚的泛滥平原泥岩覆盖。在较高的 A/S 值下，河道叠置程度减弱，发育侧向加积作用面，上部被较厚层的泛滥平原泥岩覆盖。在最高的 A/S 值下，河道砂岩无叠置作用，单个砂体孤立分布，发育明显的侧向加积面，并被厚层泛滥平原泥岩覆盖。详细的测井对比、原油产量和压力资料表明，低可容纳空间条件下形成的河道侧向上具连续性，而高可

容纳空间条件下则形成嵌入泛滥平原泥岩中侧向上不连续的河道砂岩。

油层物性与相的细微变化，二者均对地层位置的变化敏感，特别是与原始底形的保存程度紧密相关。由于沉积速率和沉积物保存程度不同，相同沉积相岩石物性的变化是它们所处的地层位置的函数。形成于 A/S 值增加时期的河流相地层，直接覆盖在河道冲刷面之上的槽状交错层砂岩的孔隙度与渗透率最高，向上减小直到上覆的冲刷面。在同一个地层层序内，或从一个层序到另一个层序的河道砂岩，在 A/S 值总体增加的情况下，孔隙度与渗透率值逐渐降低。在 A/S 值减小时观察到的趋势则相反。

一、引言

储层几何形态、可分隔性、孔隙度与渗透率值及分布影响流体的流动、扫油面积和采收率。了解控制这些性质的地质作用有助于储层表征、流体流动模拟、油田开发方案的优选和原油采收率的提高。

储层几何形态、连续性、非均质性和油层物性取决于包括沉积环境、沉积物发生堆积作用时的可容纳空间条件、构造史、源区和成岩作用等各种因素。岩性、油层物性、几何形态、储层连续性等地层的基本性质都形成于沉积堆积期间。沉积学和地层学研究力图在四维时空背景上描述和预测这些岩石性质，但不包括被成岩作用或裂缝发育改变的岩石。

传统上是从沉积环境和相模式角度研究和评价对储层表征和采收率均十分重要的岩石属性（Amaefule 等，1994；Weber 和 Van Geuns，1990；Jennings，1987；Pryor，1973；Shelton，1973；Le Blanc，1972）。相模式被视为独立于时空条件的各种沉积环境内堆积的沉积物的代表，以及各种沉积环境中堆积的地层中所观察到的相组合建构的产物（Walker，1979；Miall，1996）。相模式假设某种地貌环境的沉积物或多或少得到完整保存，地层的相构成仅仅是不同地貌环境中起作用的地质过程的产物，而不受地层控制或改造。

与之对照，前人的某些研究已证明了相的物理特征、相组合与连续性、同一相带的地层结构随它们所处的地层位置发生改变（Cross 等，1993；Gardner，1993；Sonnenfeld 和 Cross，1993；Kusumanegara，1994；Fajardo，1995），在可容纳空间与沉积物供给比值（A/S 值）的动力学变化与保存于地层中地貌要素的数量和比例，以及相特征和相组合之间有直接的关系。形成于同一沉积环境的地层记录随 A/S 值变化而变化。地层对储层几何形态、相的多样性和岩石物性的控制作用至少与沉积物堆积环境的地质过程所起的控制作用相当。相模式并不考虑 A/S 值的动态变化、地貌要素的保存程度，因此，也就不考虑在相同的相域内对地层位置变化敏感的相的性质、构成和比例的变化。

从地层角度，而不是从相模式角度更容易理解和预测不同规模的储集岩性质和产能变化，作为完全相同环境成因的地层，砂岩非均质性、几何形态、侧向连续性和油层物性的数值和范围的变化与地层旋回内 A/S 值的变化有关。

在低 A/S 值条件下，河道砂岩沉积是相互叠置的，在区域上是连续的。河道砂坝上部较细的砂岩和泥质沉积物，以及多数泛滥平原沉积并未保存下来。形成的储层砂岩更均一，孔隙度更好，变化小，由于粘土含量低，渗透率增加。较高 A/S 值条件下，河道沉积物相互叠置与切割的程度较低，泛滥平原沉积物的保存程度增加。往往形成单个的河道砂岩体，孤立地嵌入泛滥平原沉积中。组成单个河道砂岩的地貌要素保存更完全，更多的泥岩被保存下来。在纵剖面图上孔隙度和渗透率向上迅速降低。在几个河道砂岩相互联通的地方，影响岩石性质和渗透性能的内部隔层主要存在于河道砂岩之间。细砂和泥岩含量

增加，渗透率减小，毛细管压力增加。

A/S 值向单一方向增大和减小的交替变化可以从一维岩心和测井曲线剖面上解释。A/S 值变化产生的地层学和沉积学响应可用于预测储层性质和结构。来自中 Magdalena 盆地井下和地表露头地层的研究表明，对于储层表征、生产和管理重要的沉积学和地层学性质随 A/S 值的变化而变化，并可通过岩心和测井曲线的地层学分析进行预测。

二、研究区和资料基础

研究区为哥伦比亚中 Magdalena 山间盆地中部约 180 km² 的区域。该区大部分烃产量来自下第三系 La Paz、Mugrosa 和 Colorado 组的河道砂岩与决口扇砂岩。测定了来自 Lisama，Tesoro，Casabe 和 La Cira 油田的这些层组的 6000 多英尺岩心和 4117 个孔隙度、渗透率样品。闪烁计数器和渗透率测试样取自附近的露头区，样品的时代和相带与上述油田生产井段相同。

三、对储层性质作为环境、相和相模式函数的传统认识

对储层表征和产能重要的不同规模的沉积学和地层学性质的传统评价往往从沉积环境和相模式出发（Amaefule 等，1994；Weber 和 Van Geuns，1990；Jennings，1987；Pryor，1973；Shelton，1973；Le Blanc，1972）。这些性质包括某种岩性体的几何形态、体积和连续性、非均质性程度、类型划分、内部单元的类型和划分、相构成及其多样性，以及油层物性。页岩的分布范围和连续性也被作为流体流动的隔层予以评价（Mattax 和 Dalton，1990）。通常作孔隙度、渗透率的值域与相的相关图解而不考虑地层位置（Warren 和 Price，1961；Harris，1975；Mattax 和 Dalton，1990；Weber 和 Van Geuns，1990）。这种分析方法假设储层性质仅仅取决于由环境决定的相，很少或不注意对储层产量和管理至关重要的地层对岩性变化的控制作用。

相模式考虑具代表性的砂岩体的形态学及在各自环境中的相组成，而不注意与时间、地点或地层位置间的关系。例如，障壁岛或滨面的前积作用形成“板状”砂岩体（图 7-31a），冲积河道趋向于形成窄长条带状砂体（图 7-31b）。在油田开发早期，如图 7-31 所示

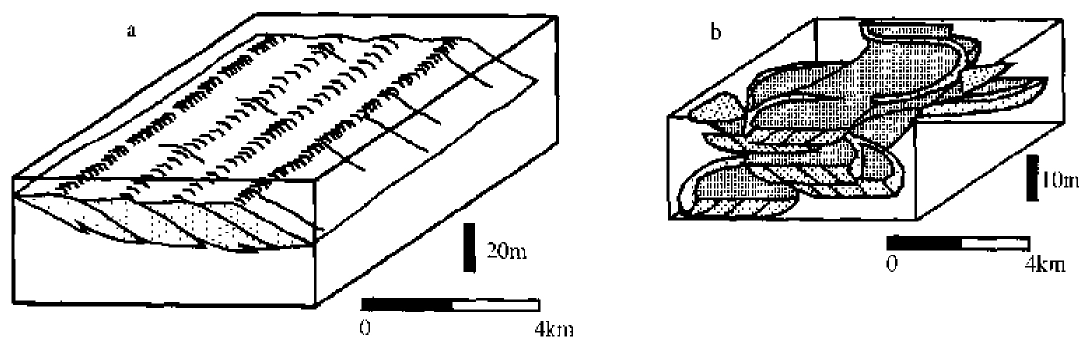


图 7-31　进积临滨（a）和冲积河道储集砂体（b）的三维几何形态、侧向关系及内部结构示意图

（据 Galloway 和 Hobday，1983，有修改）

的砂岩几何形态的相模式用于对储层的几何形态进行描述，这样可以从有限资料中推断特定含烃单元的延伸方向和分布范围。

这样的相模式对于陆相地层是丰富的。Friend（1983）提出了河流砂岩的两个主要模式，即区域分布的“席状”砂体和侧向分布局限的“条带状”砂体。Schumm（1977）提出

了河流砂岩的四种几何形态类型。其他作者认识到河道砂岩形态的更大变化，提出了15个相模式（Miall，1996）。

通常认为冲积体系成因的地层由于非均质性和内部的可分割性而呈无序状态，相呈混杂镶嵌状，侧向突变。因此，一般认为陆相地层中储层的连续性和几何形态的预测难度很大或根本不可能（Weber和Van Geuns，1990）。虽然Bridge和Leeder（1997）从理论上提出了河道砂岩的总体几何形态和结构的变化与地层位置有关，但只有少数研究从地层角度描述河道砂岩的几何学、形态学、叠置程度、区域连续性及其结构的变化（Sanchez Moya等，1996；Olsen等，1995；Cross等，1993；Davies等，1993；Gardner，1993；Melvin，1993；Willis，1993；Miller等，1990；Puigdefabregas和Van Vliet，1978）。

理论和实际观察均表明，大规模几何形态和结构性质的规律性变化意味着作为地层位置函数的小规模地层性质类似的规律性。可是，习惯上储层被分成代表不同地貌要素和环境的"相"。油层物理测试和评价仅就"相"而言，并不考虑其所处的地层位置。平均渗透率和孔隙度计算通常用传统的统计学方法（算术计算、几何学或调和函数方法）或地质统计技术。油层物性的平均值和分布范围应用于处于所有地层位置的"相"。此外，对同一种相类型的油层物性变化与原始地貌要素的保存程度有关的认识很不够。用"相"对油层物性数据进行分析和分类（不考虑样品所处的地层位置），增大了测定数值分布的离散性。

从下面讨论中可以看到代表相同环境不同规模的地层性质对其所处的地层位置的敏感性。相域的几何形态、结构和连续性的地层学变化与原始地貌要素的相互"吞并"、叠置和保存程度相关。相同的"相"受地层控制的小规模变化转而与受地层控制的孔隙度与渗透率的变化有关。对地层位置变化敏感的、不同规模的岩石性质的组合明显地影响储层特征和产能史。

四、储层几何形态与封存作用（compartmentalization）

（一）储层封存箱（compartments）的成因与类型

本章前文实例中已经提到，在流体流动不受构造叠覆变动影响的情况下，最常见的储层封存箱的边界与成因层序的地层边界一致（Cross等，1993）。Hanson（1989）和Little（1994）指出Montana Bear Paw和Tiger Ridge气田的Eagle砂岩正开采的临滨储层的界限受限于各成因层序内滨面相域的沉积界限（图7-2）。作为这些成因单元向海部分的海相陆棚泥岩是相互叠置的储层之间的盖层。

另一种常见控制流体流动单元的地层作用是较小规模的、在成因层序内叠瓦状排列的退覆成因的沉积体，它形成于与沉积地形伴生的沉积环境的幕式进积作用。例如，当进积三角洲叶状体摆动到另一位置或暂时停止前积时，泥岩可能披盖叶状体的表面。当另一个叶状体返回同一地理位置，或前积作用重新开始时，形成总体向上变粗，变浅被低能泥岩披盖隔开的相序。

在上述两种情况下，高分辨率的地层对比均可以在时间和空间格架内精确地展现储层的封存特征。高分辨率对比是确定形成不同流体流动单元的储层非均质性和控制流体流动路径和速率的最好办法。

在冲积沉积体系中，主要储层封存箱的界限也与成因层序的地层边界和与这些边界导致的"相"的错动一致。河道砂岩和某些情况下的决口复合体是储层单元，漫滩泥岩是盖

层及流体流动的障蔽。冲积砂岩储层的大小和几何形态由河道砂岩的相互叠置切割与连通程度确定，在河道相互切割的过程中由泥岩的冲刷程度和决口复合体的进积程度确定。

冲积成因的地层中粗粒部分的连续性和几何形态以及它们在泛滥平原和湖相泥岩中所占的比例取决于包括沉降速率、沉积物供给和河流冲裂作用及其他方面在内的地质过程的变化。Allen（1978、1979），Bridge 和 Leeder（1979）和 Blakey 和 Gubitosa（1984）指出，与沉降速率相比冲裂作用高频发生期间，河道砂岩垂向上和侧向上相互连通，形成的"毯状"砂岩可以看作单一封存的储层。与之相对，相对沉降速率来说，冲裂作用低频发生期间形成的河道砂岩带呈孤立状。在这种情况下，每一个砂体就将起到独立的流体流动单元的作用。

在 Magdalena 盆地中部观察了上述两种类型砂体在垂向上的过渡。图 7-32 表示 Aguas Blancas 油田井间的对比关系。旋回底部的河道趋向于相互连通，伴生少量的漫滩泥岩；而旋回顶部泛滥平原泥岩比例增加，河道变薄，侧向不连续。

（二）相组成、叠置程度和地层结构变化的原因

中 Magdalena 盆地发育的河道砂岩从嵌入泛滥平原泥岩中的孤立砂体到多层叠置的、区域上连续的层状砂岩过渡性变化（图 7-32)。砂体宽/长比约为 100 多至 500。河道带砂岩几何形态、相构成和相序、相的多样性变化对其所处的地层位置是敏感的，这些变化与 A/S 值条件随时间的变化有关。

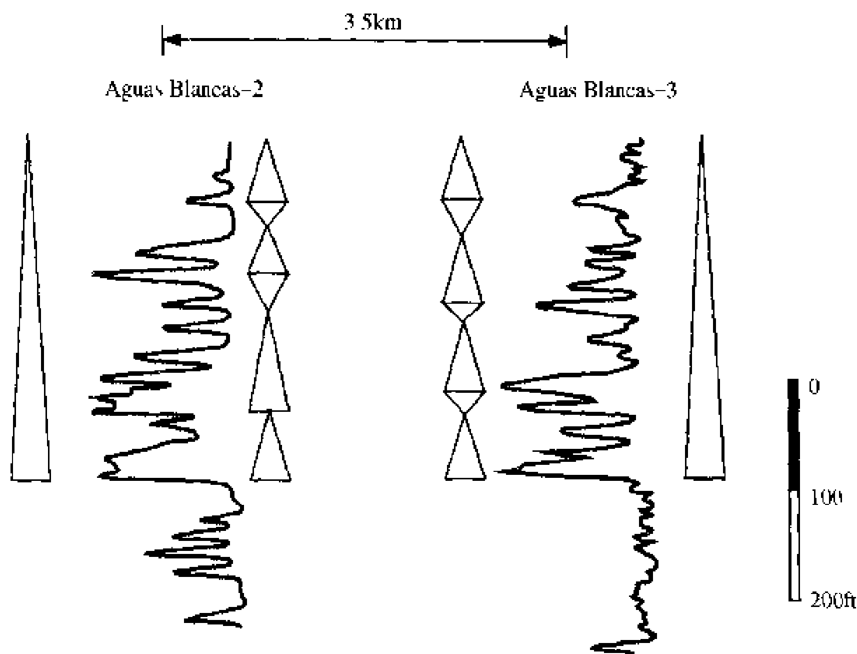


图 7-32　两口井的详细对比显示一个中期基准面上升旋回内的河道砂岩厚度和连通性的变化

在高 A/S 值期间，多数陆相环境的原始地形要素被保存在地层中。冲积平原的高加积速率产生孤立的被泛滥平原和湖相或决口扇沉积分隔的河道砂岩（图 7-33a），这些河道砂岩由完整保存的河流地形单元组成，从河道的底部到顶部形成典型的点坝相序（图 7-33b）。由于泛滥平原的加积作用，其地貌要素也会或多或少得以保存。在一系列对泛滥平原低洼地区的冲裂事件之后，河道带可能重新占据其地理位置。河道将侵蚀它的基准面。

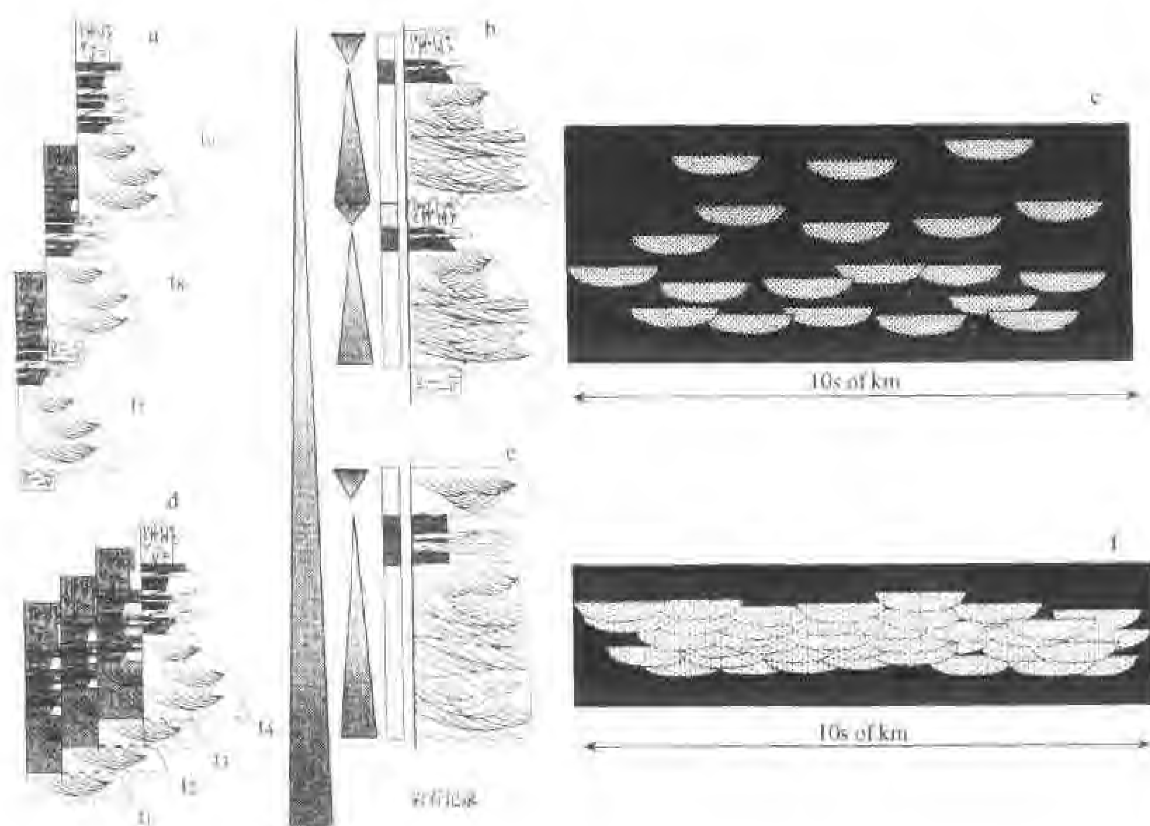


图 7-33　低 A/S 值和高 A/S 值条件下河道砂岩的相对保存作用

假如先期沉积的河道砂岩位于该侵蚀面之下，则会被合并到地层记录之中而没有被改造（图 7-33c）。

在 A/S 值降低期间，在河道迁移和冲击过程中，河道与泛滥平原地形要素的相互“吞并”作用增加。当 A/S 值进一步降低时，最易保存的地貌单元相互“吞并”作用逐渐增强，地层记录中富含易保存的地貌单元部分。

在低 A/S 值条件下，河道冲刷作用侵蚀了前期堆积的沉积物的上部（图 7-33d），因为这些沉积物没有处于随时间变化产生的新的基准面之下。由于与可容纳空间增加速率相比河道的迁移和冲裂速率相对较高，由此产生侧向上相互叠置的、连通的河道砂岩带（图 7-33f）。在这种情况下，只有河道底部的地貌单元被保存下来，曲流河沉积主要由相互叠置的、发育槽状交错层—块状层理的冲刷-充填复合底形组合构成（图 7-33e）。

图 7-34 说明在 A/S 值随时间的变化过程中河道结构的变化。Gala7 井厚 220 ft 的剖面说明了在长期旋回为一系列小型基准面旋回中河道砂岩相及其结构样式的变化过程。注意到从下至上河道砂岩相互叠置切割程度与所占比值的类似变化，也注意到河道砂岩中相的多样性向上增加。旋回底部的河道砂岩（图 7-34c）由冲刷-充填复合底型组合构成。粒度在垂向上无明显变化，也没有泛滥平原泥岩保存下来。与之对照，旋回顶部的河道砂岩（图 7-34a）相类型多、粒度变化大，并伴有厚层泛滥平原泥岩。

在经过岩心标定的测井曲线中，根据堆积样式分析，相序、相的多样性及河道砂岩结构的类似变化可用于对砂岩几何形态与沉积样式的预测。

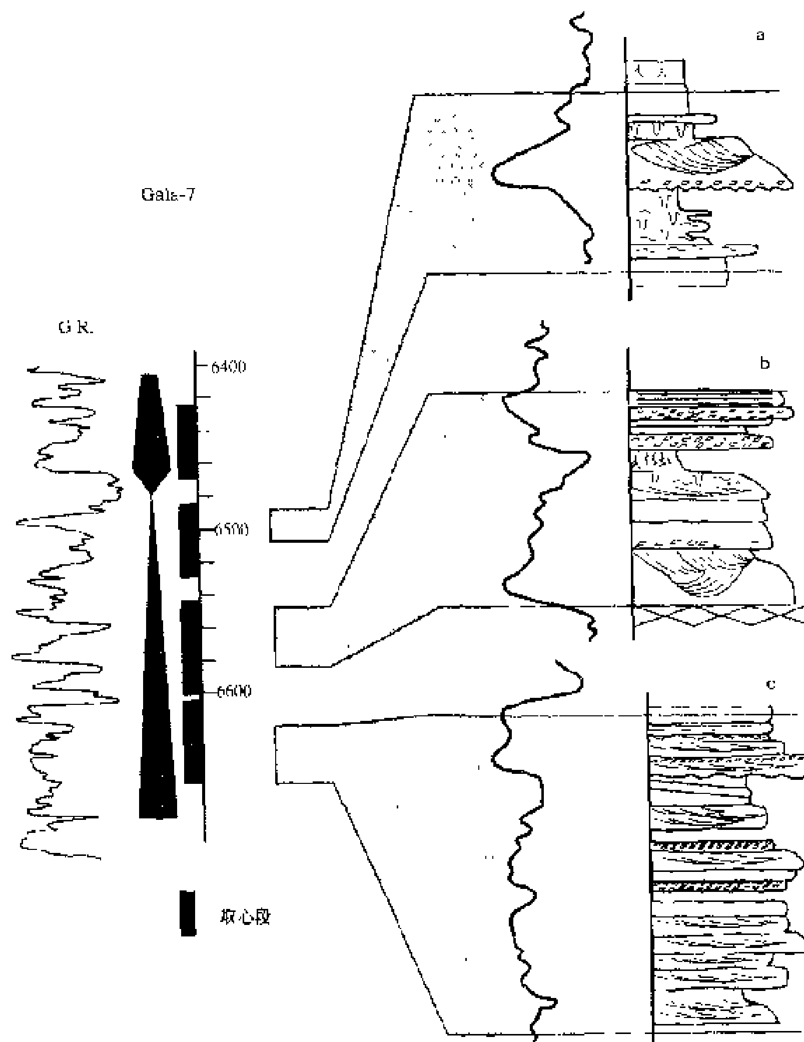


图 7-34 较长期旋回内一系列小规模基准面旋回中河道砂岩相和结构的变化

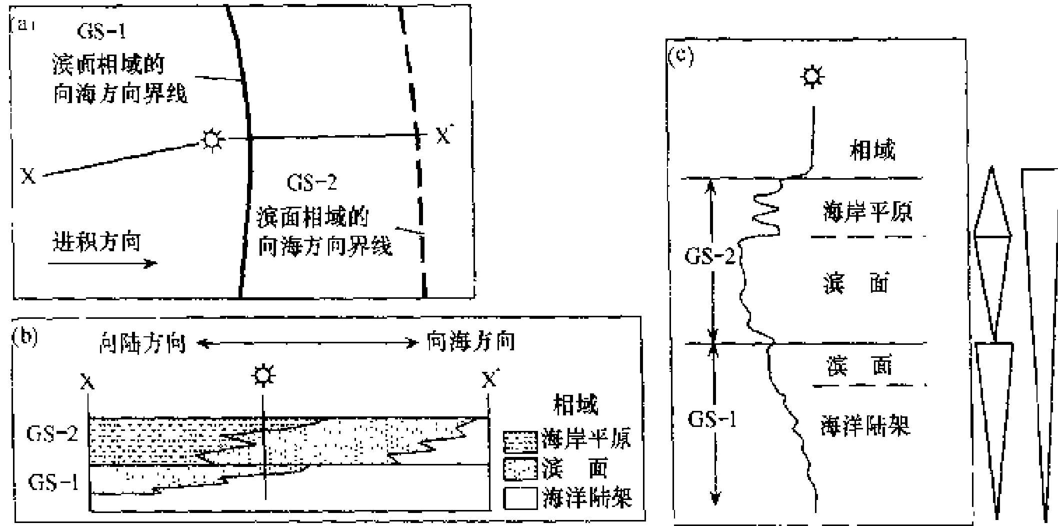
（三）在地层旋回内预测储层单元的位置、连续性和区域性分布

堆积样式分析是预测砂岩几何形态、位置、相域的连续性及地层结构的一种方法，由滨面和陆相地层构成的成因层序提供了堆积样式分析的一个简明实例。在包含向上变浅的滨面相序的一系列成因层序内，将一个成因层序内的浅水和深水相所占的比例与上覆层序相同的相比较。假如较新层序含更多的浅水相和较少的深水相，相对下伏单元来说，较新的滨面相是更向海进积的单元(图 7-35 上部)；相反，假如较新层序中的较深水相的比例比较老层序中要多，相对下伏单元来说，较新的层序是更向陆方向的退积单元(图 7-35 下部)。

通过堆积样式分析预测储层相的地理位置的能力直接影响开发部署。在该例中，假如上部的滨面砂岩含油，而且堆积样式为向海步进（进积），则下一口开发井应设计在更向海的方向（图 7-35b)。假如堆积样式是向陆步进（退积），则该井就应设计在更向陆一侧(图 7-35e)。

在临滨地层中，垂向相序及其比例的变化可以用于预测河流储集砂岩的位置、连续性和区域分布。地层性质，如影响储层中流体流动的砂岩连通性，可以通过大规模的地层样

向海步进样式



向陆步进样式

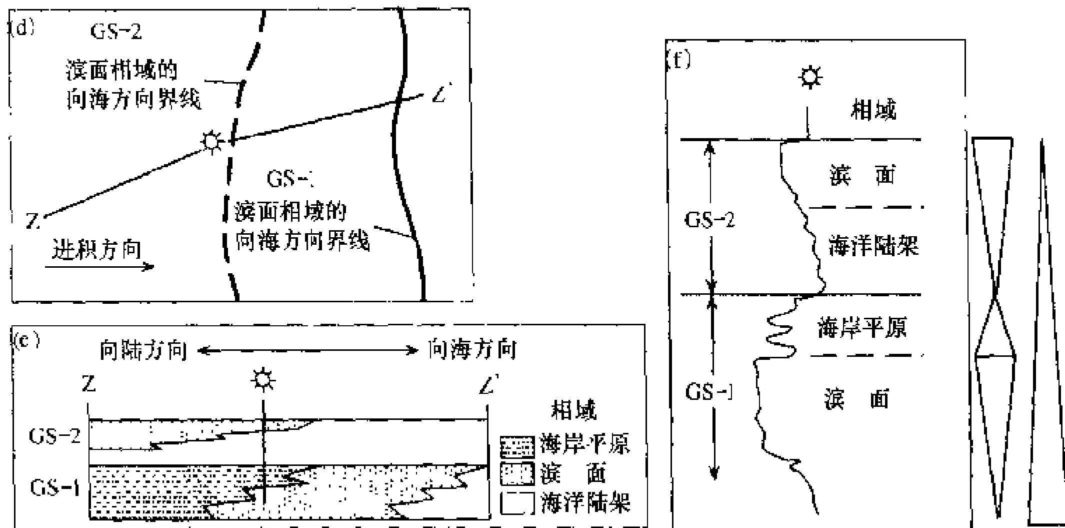


图 7-35　以垂向叠加样式为基础的储集相位置预测

式、几何形态和小规模的沉积属性分析在控制点之间或控制点以外插入推知。小规模沉积特征（例如相组成及其比例）和大规模地层性质（例如区域性分布和连续性）之间的直接相关性对于目标预测是十分有效的。

在低 A/S 值条件下，单独沉积体之间的“吞并”和相互切割、叠置程度较大，趋向于形成侧向叠置、相互连通的席状砂体（图 7-36，剖面中部）。这些砂体相的多样性低，垂向上粒度变化不大，在大型冲刷-充填复合底形内主要发育相互叠置、彼此切割的槽状交错层砂岩（图 7-35e、f）。

在高 A/S 值条件下，单层、呈孤立状的砂体的区域连续性和连通性程度降低（图 7-36 上部和下部）。这些单层河道砂岩具相的多样性，河道砂体发育完整的向上变细旋回，通常发现于泛滥平原沉积中（图 7-33b、c）。

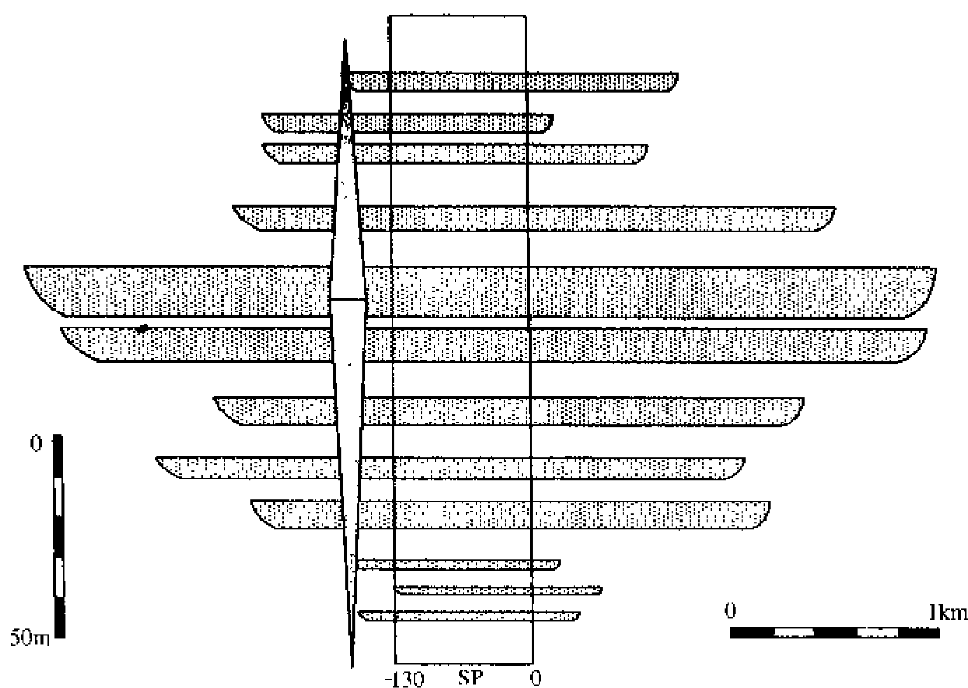


图7-36　以垂向叠加样式为基础的河道储集相侧向连续性预测

总的说来，垂向上相的多样性、粒度非均质性以及河道砂岩所占比例表明河道砂岩侧向连续性降低。这是根据测井曲线分析预测储层连续性和分隔性的基础。

五、岩石物性

（一）前人工作

从沉积学和油藏工程角度研究砂岩的油层物性已有多年历史（Darcy，1856；Muskat，1937；Levorsen，1966）。这些研究一直集中在确定油层物性、结构和组构与沉积相的相互关系上。

几项研究已经建立了孔隙度、渗透率和组构之间的相互关系。粒度、形状和分选对孔隙度、渗透率有很大的影响（Krumbein 和 Monk，1942；Gaithor，1953；Rogers 和 Head，1961；Pryor，1973）。在理论上，孔隙度与均匀充填的、粒径均一的球状颗粒砂岩的粒度无关（Rogers and Head，1961）。但实际上，粗砂比细砂孔隙度往往要高（Sneider 等，1977），可能反映了分选和非球形颗粒的变化。粒度变细时，由于孔隙和孔喉半径减小，毛细管压力增加，渗透率降低（Krumbein 和 Monk，1942；Dodge 等，1971）。分选变好时，孔隙度和渗透率增加（Fraser，1935；Rogers 和 Head，1961；Dodge 等，1971；Beard 和 Weyl，1973；Pryor，1973）。分选较好的砂层中，充填孔隙和孔喉的导致孔渗性降低的细粒填隙物较少。有关颗粒形状（圆度和球度）对孔隙度、渗透率的影响的资料较少。Fraser（1935）指出，孔隙度可能因为球度的增加而减小，因为球形颗粒可能比不规则形状的颗粒堆积得更紧密。

普遍认为粒度和分选性与相的变化有密切关系。几项研究表明，在不同的相序中孔隙度和渗透率有规律地变化（Chapin，1991；Hurst，1991；Jackson 等，1991；Jacobsen 和 Rendall，1991）。在向上变细的曲流河相序中，槽状交错层砂岩的孔隙度和渗透率最高，

上覆的小型槽状交错层砂岩、波状、纹层状砂岩孔隙度、渗透率值逐渐降低（图7-37）。形成于不同地貌条件下的相同的相，如来自河道或决口扇砂岩的纹层状或槽状交错层砂岩相可能有不同的孔隙度和渗透率。一般地讲，决口扇砂岩比相同相的河道砂岩的孔隙度、渗透率值要低。

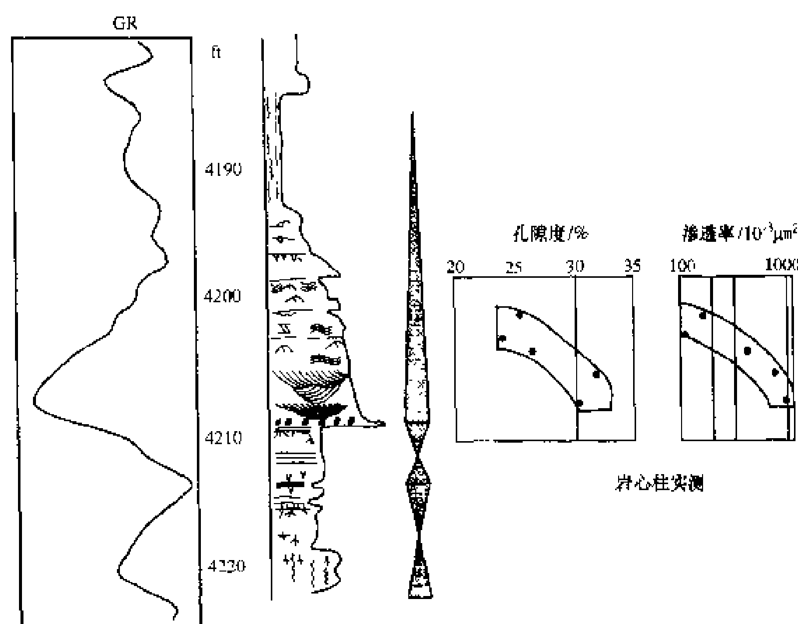


图7-37 相控制岩石物性的实例（Casabe-10456井）

除了已经认识的"相"的差异导致孔隙度、渗透率的变化以外，在相同的相带内，孔隙度、渗透率作为地层位置的函数发生有规律地变化。Kusumanegara（1994）和Fajardo（1995）指出，像其他大多数沉积相的性质一样，在油藏规模上，冲积河道砂岩的岩石物性对其所处的地层位置是敏感的。

（二）作为地层位置函数的"相"的孔隙度和渗透率的变化

与地层位置相关的岩石物性的变化与在可变 A/S 值条件下沉积的相同"相"的保存程度的变化类似。一般来说，地层控制的岩石物性及其他物理沉积性质的变化发生在一个成因层序的稳定的相的内部，以及从一个成因层序到另一个成因层序。

在河流成因的槽状交错层砂岩中，孔隙度和渗透率的变化与作为地层位置函数变化的沉积相的微细变化相当一致。在 A/S 值增加期间，在紧邻河道底部冲刷面之上的槽状交错层砂岩中孔隙度、渗透率最高，向砂岩的顶部逐渐降低。在由冲刷-充填复合底形组合构成的河道砂岩中，从每一个复合底形的底部到顶部孔隙度、渗透率减少，这种规律一般也发生在地层层序内从一个复合底形到其上部的复合底形中。在长期地层旋回 A/S 值增加期间，同一个地层层序内连续沉积的河道砂岩，以及从一个层序到其上部层序的河道砂岩孔隙度、渗透率值逐渐降低（图7-38、图7-39）。孔隙度和渗透率对地层位置的敏感变化与复合底形中槽状交错层组厚度和河道带的规模反映出的形成槽状交错层的原始砂丘的相互叠置与切割程度的逐渐减少是一致的。

在较高的 A/S 值下，先期沉积的河道与泛滥平原沉积物相互切割的程度降低，在活

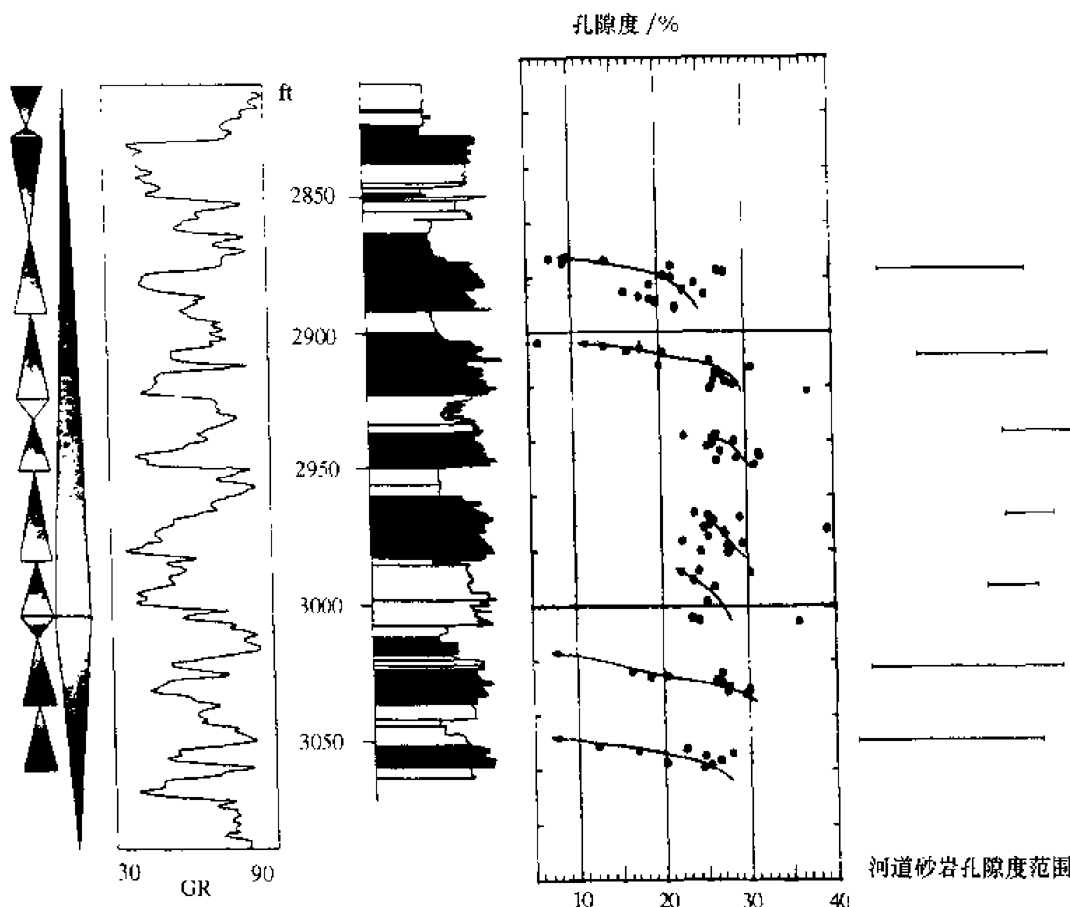


图 7-38 河道相槽状交错层砂岩孔隙度分布特征

（La Cira-1880 井 Mugrosa 组岩心剖面）

跃的河道带堆积的沉积物相互叠置作用减少，导致相的多样性增加，河道砂岩连续性变差，较细粒的颗粒成分（最差的分选）的保存程度增加。由于河道上部沉积得以较好的保存，保存下来的较低能的波纹状砂岩的比例更高，孔隙度和渗透率将沿纵剖面向上大大降低，转而导致储层的非均质性。而且，在高 *A/S* 值下，泥岩披盖更常见，连续性更好，更有可能作为流体流动障蔽。

图 7-38 和图 7-39 说明在 270 ft（82 m）厚的连续取心剖面中，几种河道槽状交错层理砂岩储层中孔隙度和渗透率有规律地变化。在 3070～2980 ft，河道砂岩的含量逐渐增加，河道砂岩之间的间隔变大，潮湿泛滥平原与湖相组合减少；从 2980～2800 ft，随着决口扇和土壤相的增加，河道砂岩相厚度和层数的减少，一个反方向的变化趋势是明显的。在连续的小规模旋回内的相组合和相序的逐渐变化与孔隙度和渗透率值域的变化趋势一致。在 3070～2980 ft，各个河道单元内的孔隙度值的分散程度降低。而 3060～3052 ft 的槽状交错层砂岩孔隙度值向上变小（25%～13%），3010～2960 ft 的槽状交错层砂岩变化不大，孔隙度变化的趋势也不清晰。位于下部的河道砂岩孔隙度平均值约 20%，而上部砂岩平均值 25%。从 3000～2876 ft，相反的趋势明显。孔隙度分布的离散程度增加，河道砂岩平均孔隙度值的减少（图 7-38）。在较低的 *A/S* 值下（3000～2950 ft），河道内相互切割程度的

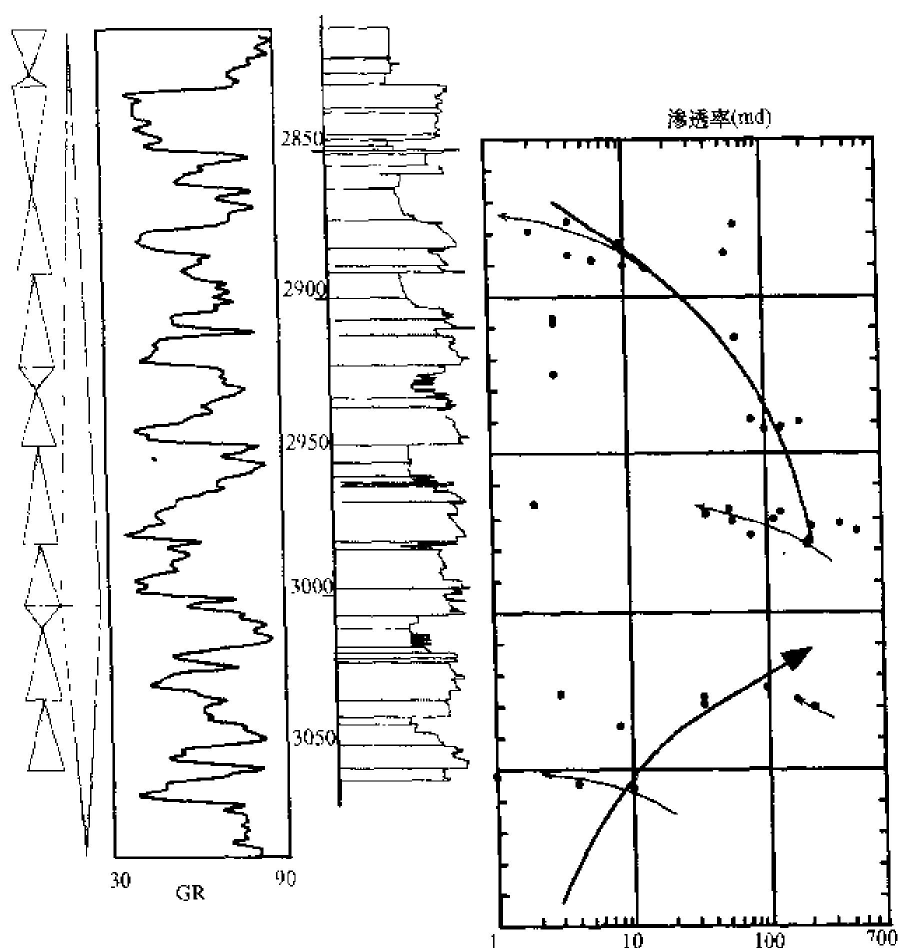


图 7-39　河道相槽状交错层砂岩渗透率分布特征
（La Cira-1880 井 Mugrosa 组岩心剖面）

增加造成河道上部沉积物的冲刷搬运。

图 7-39 表明槽状交错层河道砂岩的渗透率的变化与其所处的地层位置有关。在 3060～2970 ft，河道单元的渗透率分布范围显著增大，从（1～10）$\times 10^{-3}\mu m^2$ 到（36～500）$\times 10^{-3}\mu m^2$。从 2970～2870 ft，变化趋势相反，渗透率值分布范围减少到（2～20）$\times 10^{-3}\mu m^2$（图 7-39）。在低 A/S 值下，在多层叠置的河道内沉积物的改造作用导致较好的分选和较细粒碎屑的冲刷搬运。分选好的砂岩有较大、较均匀的孔隙和孔隙喉道，以至更高的渗透率。由于 A/S 值增大，原始地貌环境中发育的"相"和不同粒度的颗粒在地层中的保存程度增加，这就降低了孔径、增加了孔隙的非均质性，减小了孔隙度和渗透率值域。

图 7-40 表明了堆积在相对较低 A/S 值条件下叠置河道砂岩的孔隙度和渗透率变化。这一厚 90 ft（30 m），富砂的剖面表明了保存的河道砂岩及其岩石物性的类似变化。在岩心的下部和上部，河道砂岩得以完好保存，形成嵌入泛滥平原和湖相泥岩中的明显向上变细的旋回。与之对照，岩心中部井段仅发育在复合底形组合内相互叠置的槽状交错层砂岩。该取心井段中部存在基准面下降到上升转换点（最小 A/S 值）的对称旋回。在取心

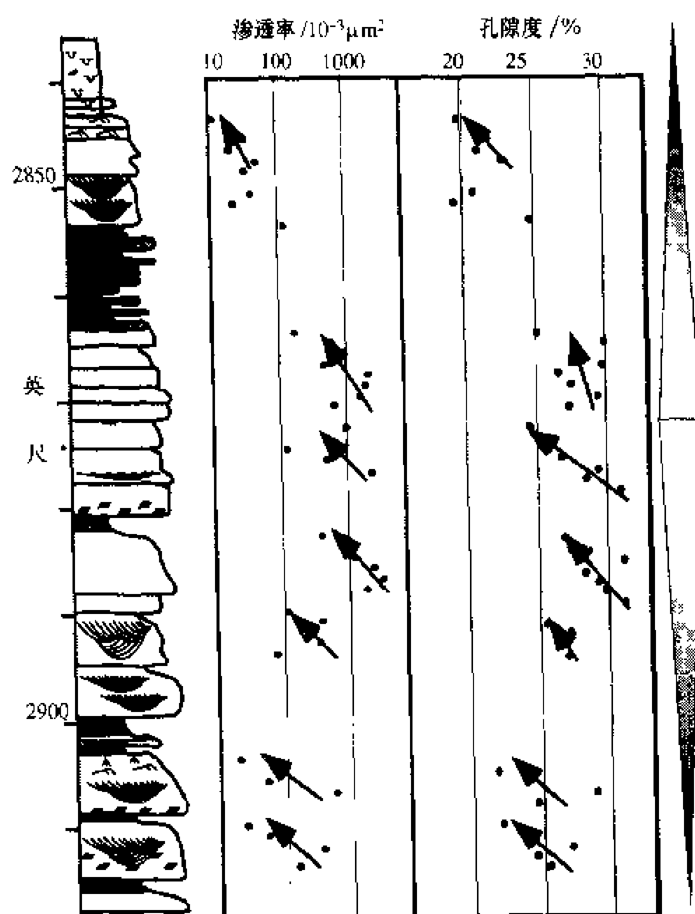


图 7-40 低 A/S 值条件下的河道相槽状交错层砂岩孔隙度和渗透率分布

井段中部最低的 A/S 值部位，平均孔隙度值较其他部位约高 3%，渗透率也比在较高 A/S 值情况下堆积的上部和下部的河道砂岩高。

代表其他环境相域的岩石物性也对地层的变化敏感或受所处的地层位置控制，与沉积物理性质的变化一致。图 7-41 表明来自 La Cira-1880 井决口扇复合体约 90 ft（30 m）取心剖面孔隙度、渗透率和含油饱和度的垂直分布情况。从剖面上部决口扇复合体的变粗、变厚、相互叠置程度变强等特征分析，该剖面沉积于 A/S 值降低时，或基准面下降的长期半旋回期间。在每一向上变粗的决口扇内，槽状交错层理砂岩相和块状砂岩相的孔隙度、渗透率和含油饱和度向上增加，粒度和含砂量也向上增加。除了这种“相控”的岩石物性以外，沿取心剖面向上，与 A/S 值降低方向一致，孔隙度、渗透率和含油饱和度值均表现出增加的趋势。

在所有分析的钻井中，地层旋回内稳定相的岩石物性的单向变化都存在。不同地理位置、相同地层旋回内相同的“相”的上述参数的绝对值和分布范围在侧向上都发生变化，但在每一个地理位置这些参数增加或减少的趋势是相同的。图 7-42 为长期基准面上升半旋回顶、底部槽状交错层河道砂岩平均孔隙度分布直方图。A1 和 A2 砂岩是油田工程师确定的储油层带。图中所示孔隙度值是各个储油带所有槽状交错层河道砂岩的平均值。尽管

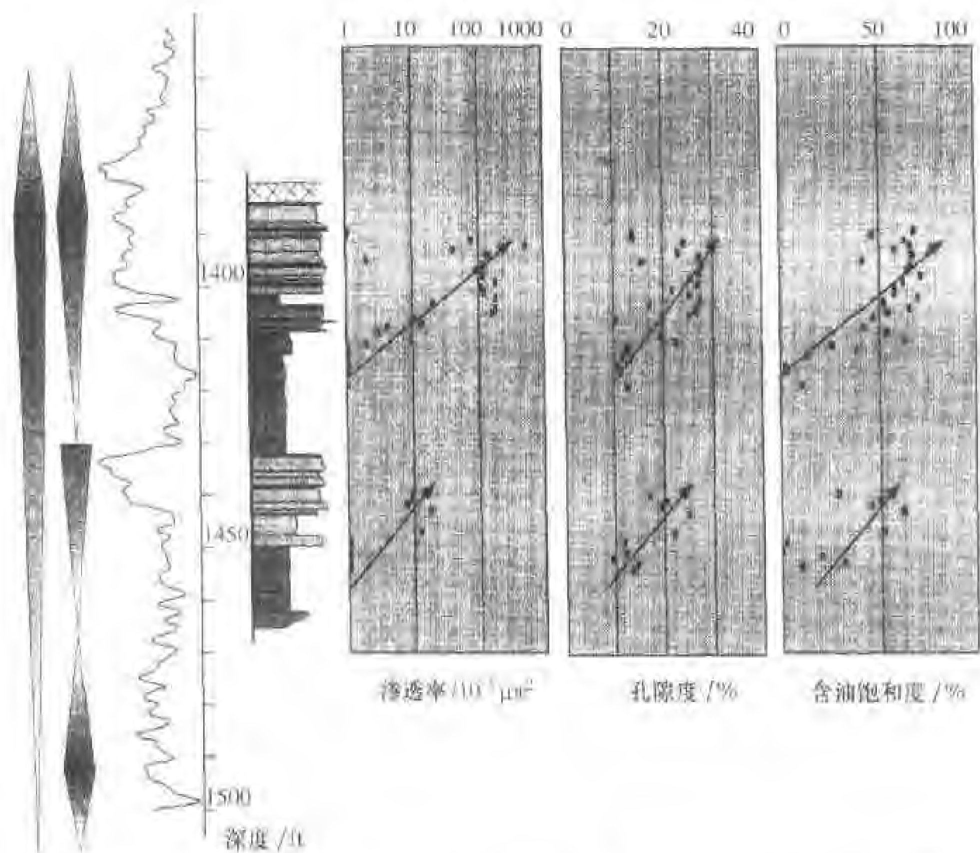


图 7-41 决口扇块状和波状纹理砂岩孔隙度、渗透率和含油饱和度变化趋势

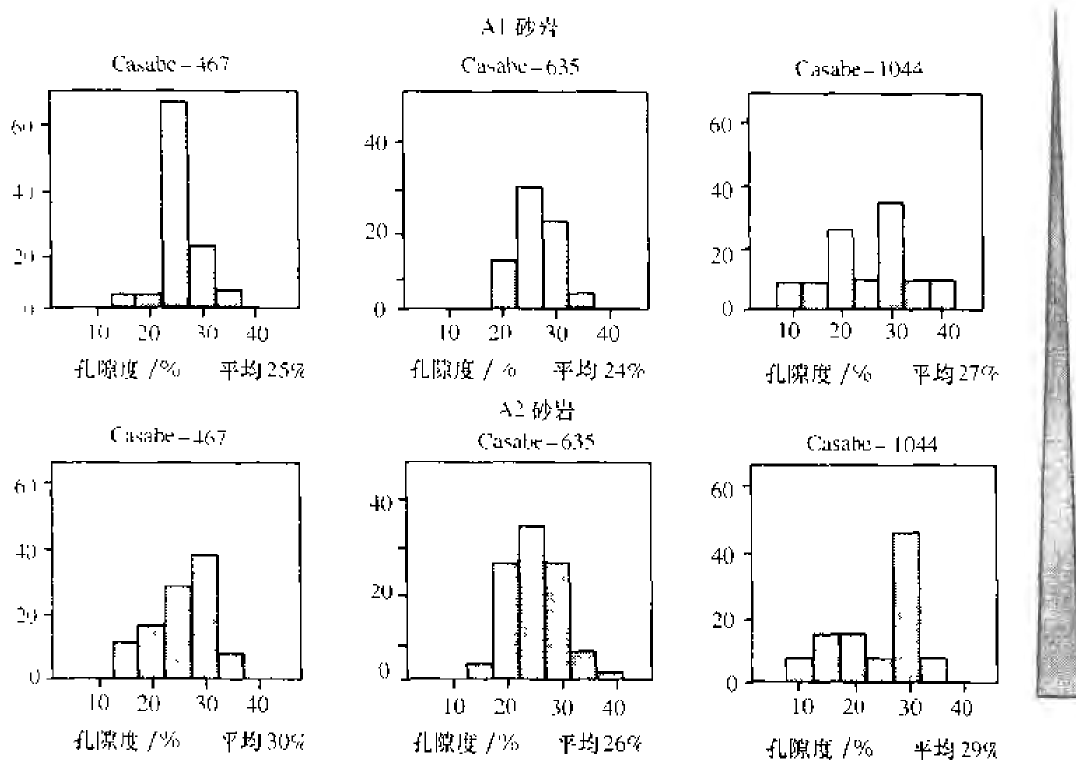


图 7-42 Casabe 油田长期基准面上升半旋回从底到顶槽状交错层河道砂岩孔隙度分布直方图

每一口井中孔隙度值和分布范围不同，在基准面上升旋回期间，随 A/S 值向上增加，孔隙度降低是明显的。

六、毛细管压力

储层表征测定的另一个性质是毛细管压力。在多孔岩石中的毛细管压力取决于可润湿性，流体饱和度、孔隙和喉道大小。在其他条件不变的情况下，毛细管压力因孔隙和喉道半径减小而增加，粒径越小，泥岩含量越高，毛细管压力越高。毛细管压力通常与渗透率成正比。

气水毛细管压力曲线是测定岩心塞不能复位水的饱和度和储层质量而确定的。Jennings（1987）指出，毛细管压力曲线的形状可被用来确定孔隙大小的分布及过渡带的厚度（在 100%的水到 100%的油饱和岩石间）（图 7-43）。

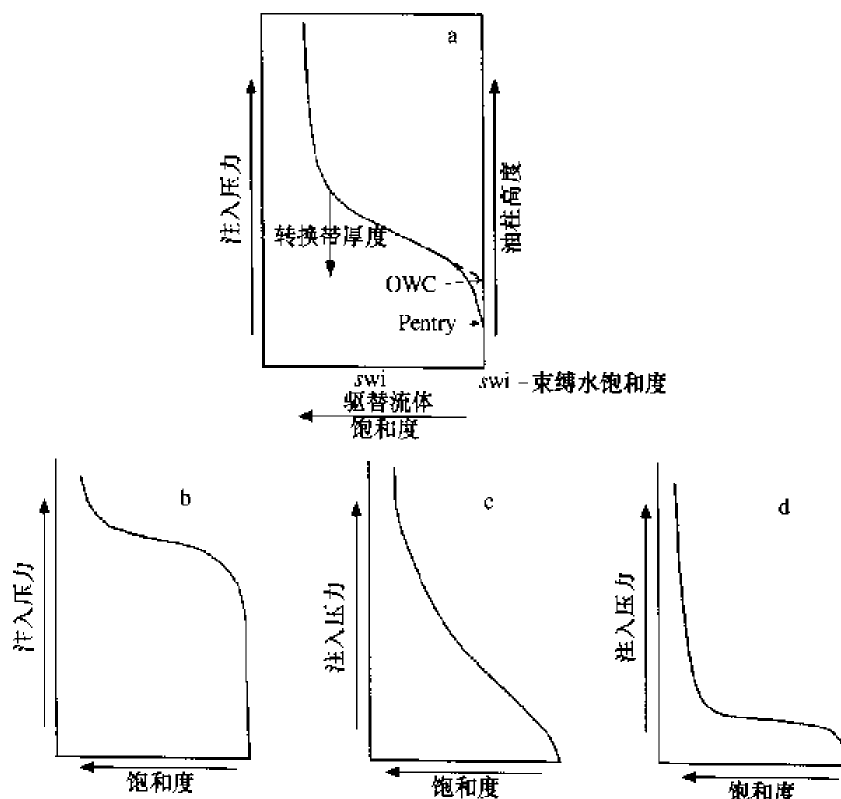


图 7-43　毛细管压力曲线及其解释的储层参数（a）、致密均质储层（b）、一般分选差的储层（c）、优质分选好的储层（d）的毛细管压力曲线

与其他的储集岩性质一样，通常分析毛细管压力的测量结果与相或环境的关系。图 7-44 为 Gala-7 井不同环境的不同相的毛细管压力测定结果的比较。槽状交错层河道砂岩和波纹层理决口扇砂岩由于来自不同环境和不同的粒度分布，毛细管压力曲线有明显差异。虽然决口扇和河道砂岩沉积物源相同，但决口扇沉积物含有更多的细砂和泥。决口扇砂岩中的较高的泥质含量减少了孔隙和孔隙喉道直径，因此增大了毛细管压力。

除了这些由“相”决定的毛细管压力的变化以外，与观察到的孔隙度和渗透率的变化和控制因素类似，A/S 值也控制相同“相”的毛细管压力值。在河流沉积体系中，在低 A/S 值条件下，河道相互切割与改造作用提高了颗粒的分选程度，清除了细粒组分，形

成了更均匀分布的孔隙喉道和孔隙，增加了渗透性，降低了毛细管压力。较高 A/S 值条件下，河道和泛滥平原的地貌要素保存能力的增强，使相的多样性和粒度分布范围增加。由此导致孔隙度分布范围增大，渗透率降低，毛细管压力升高。

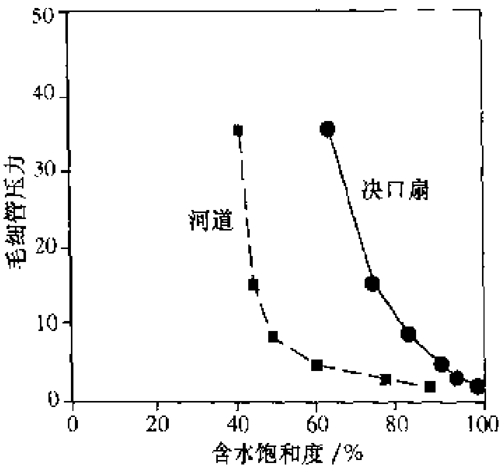


图 7-44 Gala-7 井河道和决口扇沉积毛细管压力曲线的差异

图 7-45 和图 7-46 分别表示了高 A/S 值条件或低 A/S 值条件下，河道砂岩和决口扇砂岩的毛细管压力曲线。两种相的组合均显示出随着 A/S 值增加毛细管压力增加，储层质量降低。在这一实例中，河道砂岩储层质量的降低是适度的（图 7-45）。决口扇砂岩的毛细管压力变化明显。决口扇砂岩中粉砂和粘土含量的明显增加是储层质量急剧降低的主要原因。在 A/S 值较低的条件下，决口扇沉积物的再造作用移走了细粒组分，有效地增大了渗透率。在高 A/S 值条件下，再造作用的减弱

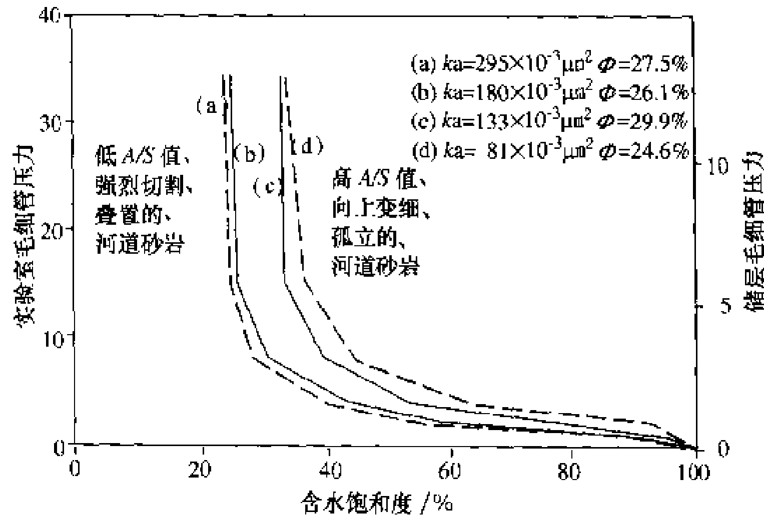


图 7-45 作为河道砂岩地层位置函数的毛细管压力曲线的变化

使原始地貌要素的保存程度变好，粒度分布范围增大。决口扇复合体的远缘部位富含粘土和粉砂，因而渗透率更低，毛细管压力更高。

七、原油生产和驱油机理

与地层位置有关的河道砂岩延伸范围、连续性和岩石物性的变化影响原油产能递减速率、最终原油采收率和驱动机制。

低可容纳空间条件下形成的河道砂岩在垂向上和侧向上相互联结程度较高，均质性较强。研究区内的油田，如：Galan 和 Lisama 油田的详细对比也表明低可容纳空间形成的砂岩分布面积较大，砂岩较纯。复合砂体面积可能达 4 km × 2 km。伴生泥岩厚度较薄，侧向上不连续。这些特征组合在一起，增大了储层流体流动单元的规模，减缓了产能递减速率（图 7-47）。根据 Davies 和 Bernal（1995）的观点，Lisama 油田的这些砂岩单井累积产量较

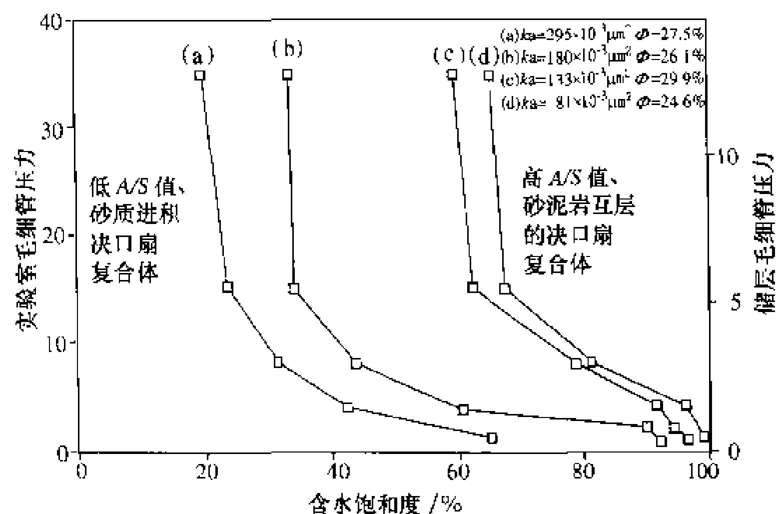


图7-46　作为决口扇复合体地层位置函数的毛细管压力曲线的变化

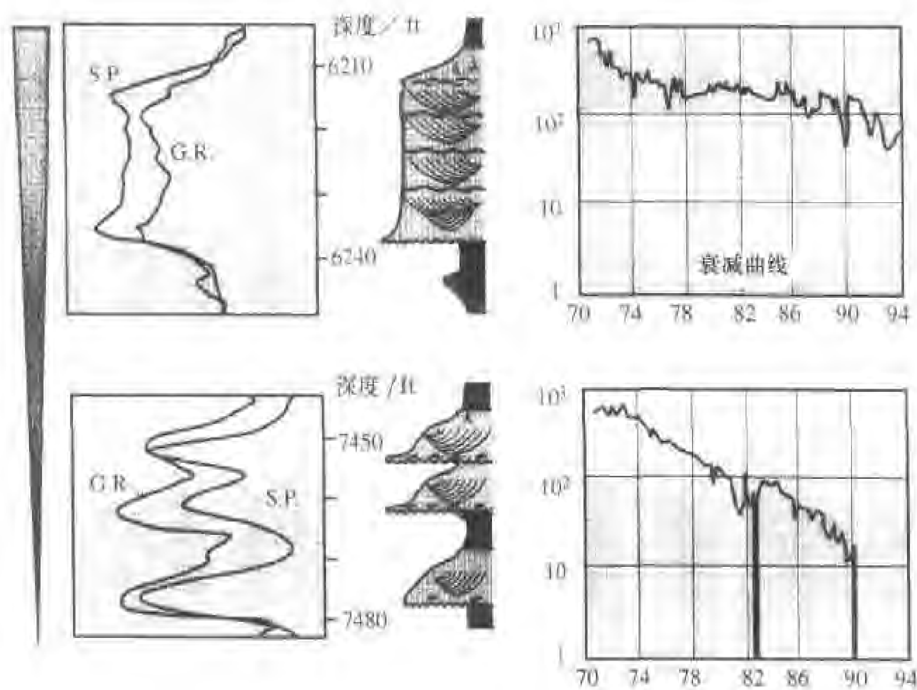


图7-47　A/S值变化旋回内原油产能递减曲线的变化

高（0.5～>2 MMBO）。

高A/S值条件下形成的河道砂岩夹在厚度较大、区域连续分布的泛滥平原泥岩中，砂体纵横向相互连通程度较低。这些完全保存下来的河道砂体非均质性较强，砂/泥比值低。地层对比表明这些砂体侧向分布范围变化大。复合砂体在数百米到1.5 km范围内可以对比。储层分割单元较小，产能递减速率大（图7-47）。Lisama油田中单井的累计产量低，一般小于0.25MMBO（Bavies和Bernal，1995）。

溶解气和水驱是中Magdalena河谷油田最常用的驱油方法。驱动机制的相对重要性和

效率随砂岩所处的地层位置变化，并取决于储层规模大小。由于在低 A/S 值下沉积的河道砂岩通常在区域上是大面积分布的，与区域含水层相互连通的可能性更大。Lisama 油田北部相互叠置、彼此连通的砂体具有地下水补给区。La Cira 油田的某些侧向连通的河道砂体含水，水化学性质分析证实是大气成因（Dickey，1992）。与此对照，高 A/S 值下形成的孤立分布的，呈带状的河道砂体，溶解气则成为主要的驱油机制（Daries 和 Bernal，1995）。

八、储层表征和流动模拟

目前用于表征储层特征和确定流体流动单元的工程和地质方法通常是从相和沉积环境分析出发（Amaefule 等，1994；Weber 和 Van Geuns，1990；Jennings，1987），尚未认识到地层对相属性、相构成、各相所占比例及至储层性质发生变化的控制作用。

储层非均质性在生产上是非常重要的因素。Weber（1986）描述了 7 种储层非均质性类型（图 7-48），其中 3～4 种随 A/S 条件变化而变化。随 A/S 值变化的储层非均质性是

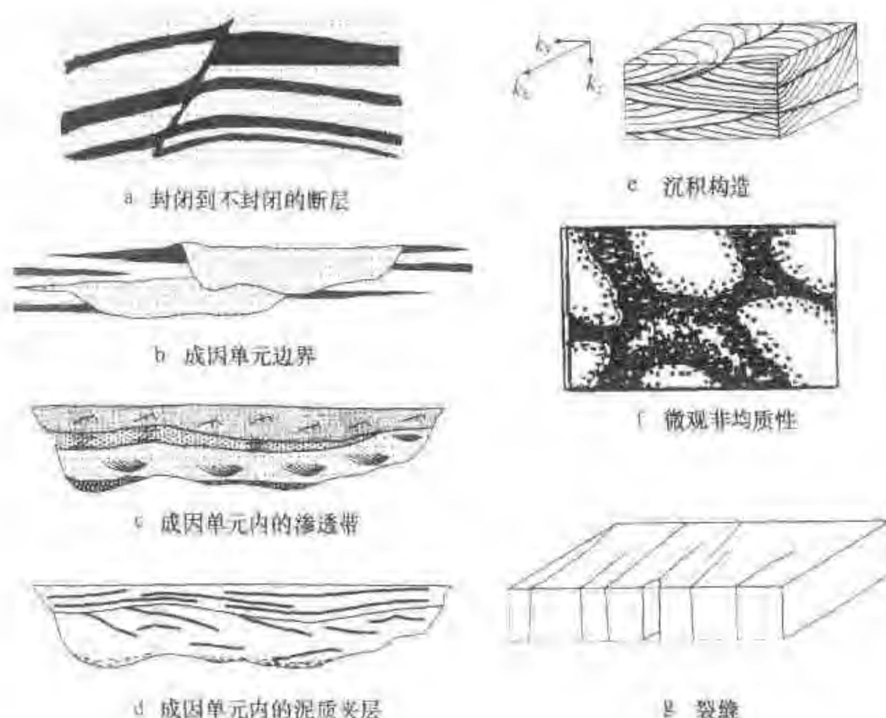


图 7-48 储层非均质性的类型和规模分级
（据 Weber，1986）

成因单元的几何形态与大小、成因单元内渗透带和隔层的连续性、沉积构造的多样性。钻井资料表明，作为 A/S 值的函数，地层旋回内数十到数百米厚砂岩的连通性和分隔性发生明显变化（图 7-49）。沉积在高 A/S 值条件下的河道砂岩倾向于呈孤立状，连续性较差，并与厚层泛滥平原和湖相泥岩构成组合（图 7-49a，顶部与底部）。在较低的 A/S 值条件下，河道带砂岩彼此相互叠置程度的增加提高了砂岩的连通性（图 7-49，中部）。地层结构和储层性质方面的这些变化在储层模拟的网格设计中应当被采用（图 7-49b）。在 A/S 值较高的位置，由于储层分割作用强，流体流动单元间隔层发育，网格应该小，厚度也应较薄。相反，在 A/S 值较低的位置，由于储层的均质性较强，储层分割性较差，

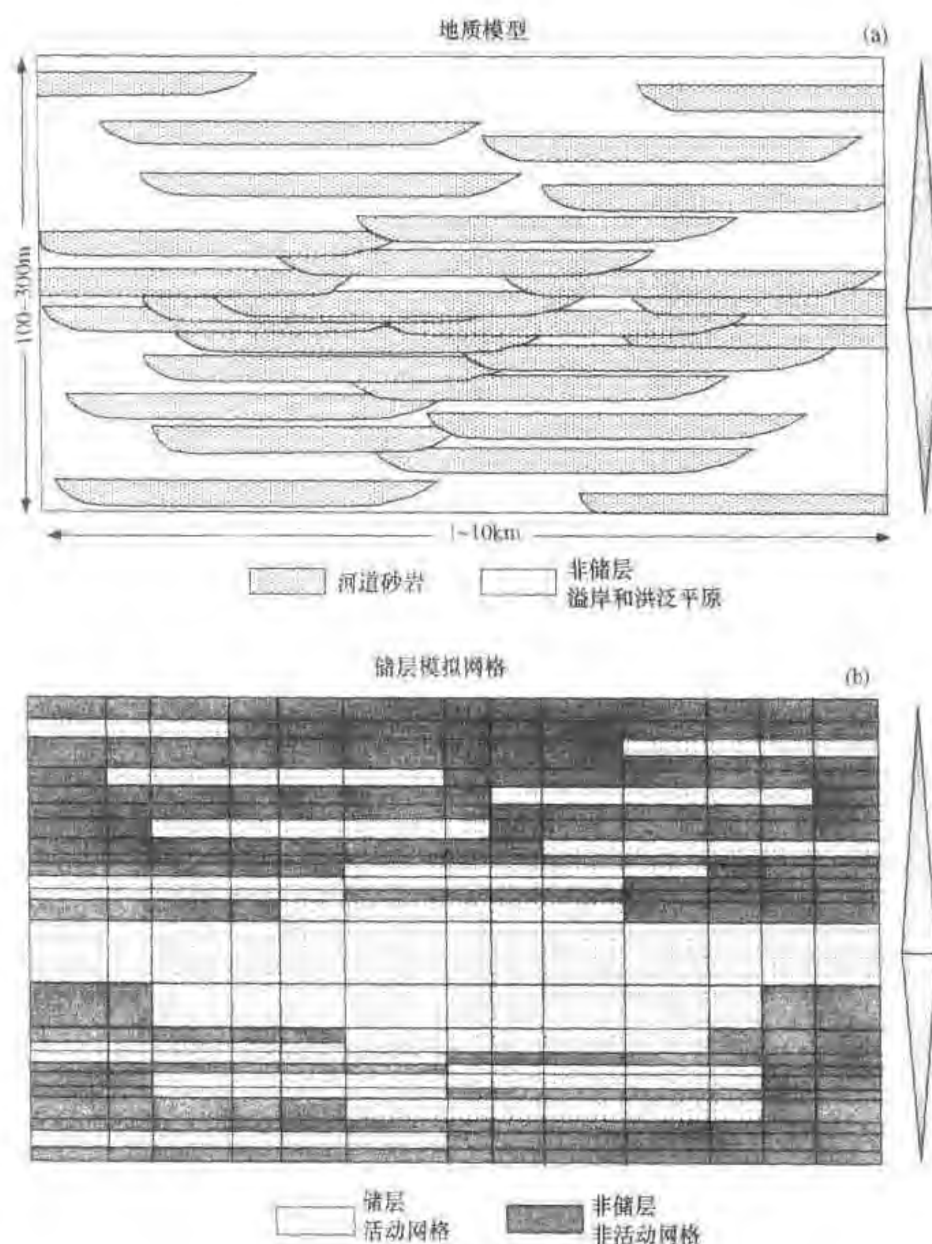


图 7-49　A/S 值变化旋回内河道砂岩储层连续性的垂向变化（a）
及砂体连通性的差异控制了模拟网格的大小（b）

网格应该更大一些。

储层内更小规模的非均质性，如渗透率带、隔层几何形态和连续性也随 *A/S* 值的变化而变化（图 7-48c 和图 7-48d）。*A/S* 值较低时，河道砂岩相互叠置程度的增加减少了相的多样性和渗透层间的隔层，孔隙度和渗透率均质分布（图 7-50a），导致流体流动路径曲折程度的降低。*A/S* 值较高时，原始地貌要素保存程度的增强导致河道砂岩相多样性增加、内部非均质性、分选性、孔隙度和渗透率分布范围增加（图 7-50b）。流体流动路径曲折，由于渗透率的悬殊差别和非渗透性隔层的发育导致原油扫油效率很低。

简而言之，油层生产和管理的许多重要性质对地层位置的变化是敏感的。作为地层位

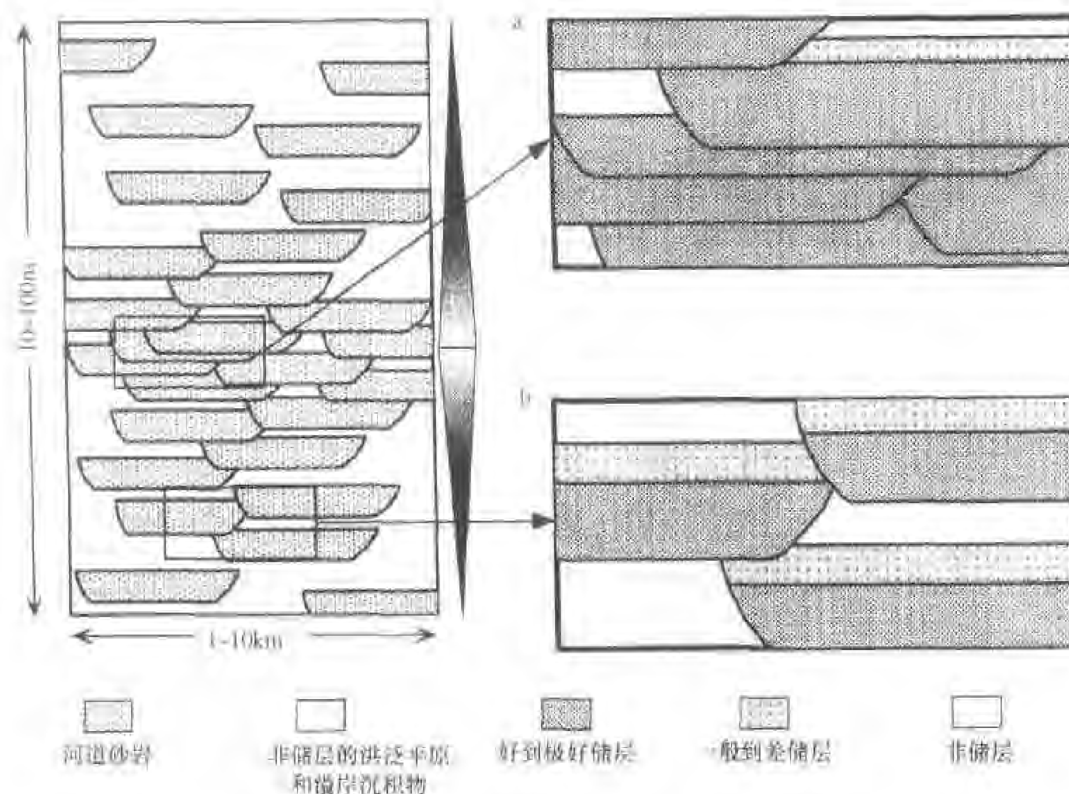


图 7-50　A/S 值变化旋回内河道砂岩储集层连续性的垂向变化

置函数的地层学和沉积学性质的变化应当体现在储层评估和流动模拟模型的建立方面。做图表示岩石物性数据时应该考虑地层背景，而不只是分析与“相”的相关性，这样会有效地减少孔隙度和渗透率分布的离散性。与地层位置有关的岩石物性的规律性变化可以用于统计学分析，如各种各样地层学方差图。由于岩石物性的变化是有规律的，并且是可预测的，可能因为在先期解释的最好的地方取样完成测试而使试验分析的费用降低。对孤立的储集岩横向连续性和储层均质性的预测将更有利于注水方案设计和储层模拟模型的建立。

九、结论

油气田开发需要对储层特征进行精细描述，特别是对储层几何形态大小、非均质性、孔隙度和渗透率分布特征进行描述。这些描述建立在对沉积物堆积期间的沉积环境和 A/S 条件的理解的基础上。二者结合控制了砂体的形态、大小、延伸趋势、侧向连续性和质量。由此产生的储层地质模型将提供储层划分，对比，作图以及储层评价，模拟模型和采收率方案的最佳框架。

中 Magdalena 盆地三个大油田的 6000 多英尺岩心和露头的沉积学与地层学的研究证实了，河道砂岩和决口扇砂岩的几何形态、流体封存箱、油层物性（孔隙度、渗透率和毛细管压力）具有相似的单向性变化。在低 A/S 值下沉积的河道带砂岩在侧向上更连续、联通性好，形成更大的具有更高和更均质孔隙度和渗透率的储层流体流动单元。这类砂岩产能递减速率较低，水驱为主要驱油方式。沉积在高 A/S 值下的孤立的、侧向上不连续的河道带砂岩形成更小的，具有更低，更宽的孔隙度和渗透率范围的储层封存箱。这类砂岩

产能递减速率较大，产烃积累量较低，溶解气驱是主要的驱油方式。

在 A/S 值长期变化条件下，储层性质的变化趋势与沉积学和地层学变化类似，而后者可以根据岩心和标定后的测井曲线解释。这样，对河道砂岩侧向连续性、储层封存作用以及岩石物性的变化趋势就可以根据测井曲线和岩心的地层学分析获得。

（据 J.C.Ramon and Timothy A.Cross，“Characterization and Prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones，Middle Magdalena basin，Colombia”编译）

（许红、马悦译，邓宏文校）

第　三　篇
地层正演、反演模型及应用

第八章 地层正演模型

正演模型建立在假定过程参数和地层响应之间具相互依存性的基础之上。定量的地层正演模型试图用选择的过程参数的地层响应值模拟真实的地层属性。常用的过程参数包括海平面升降、构造沉降、沉积物供给、侵蚀、搬运和沉积、压实和沉积地形等。模型应用一些算法和数学公式来模拟这一假定性能，这些算法和逻辑组成了正演模型。正演模型能够巧妙处理输入的过程参数值，输出合成的地层响应值，包括岩石类型、相序和相组合、沉积物体积、相分布范围和分布位置、地层几何形态、建筑结构和旋回对称性等。

当前的地层正演模型一般使用三种基本方法模拟地层过程-响应系统。一种方法是运用水动力学沉积搬运方程，如斯托克斯—纳维尔（Stokes-Navier）方程式或在静止或紊流中沉降速度的某些形式，在一维、二维或三维空间中去拾取、移动和堆积沉积物颗粒（例如，Tetzlaff 和 Harbaugh 的 SEDSIM 程序，1989；Cao 和 Lerche 的浊积模型，1994）。另一种常用的方法是把沉积物颗粒的搬运和堆积作为地形起伏随时间减小的一个必要的扩散过程，用二维扩散算法模拟沉积物供给和水动力过程的纯效应（例如，Jordan 和 Flemmings，1991；Kaufman 等，1991；Paola 等，1992；Rivenaes，1992；Syvitski 和 Daughney，1992）。第三种方法是使用静态的或动态的几何约束控制沉积物侵蚀、搬运和沉积时空变化的区域（例如，Lawrence 等，1990；Helland Hansen 等，1988；Jervey，1988；Ross 等，1995；以及本模型）。

目前地层模型的大多数是模拟地层几何形态、相域的时空分布、岩性和/或粒度、地形和水深等地层性质的某些组合。这些模型之间的主要区别是可应用的时空规模、模拟的沉积物类型（碳酸盐岩、硅质碎屑岩或海相、陆相）以及用于模拟沉积物侵蚀、搬运和沉积的算法。这些正演模型预测之间的区别表现在假设地层过程-响应系统不同模型输出的差异，以及如何用数学公式来表达过程-响应参数之间的关系。

第一节 依据基准面旋回原理的正演模型

科罗拉多矿物学院成因地层组设计了一个二维地层正演模型，该模型可以模拟沉积物体积分配作用和海岸平原硅质碎屑岩陆架地层旋回对称性的变化。模型使用的所有过程参数值的范围都是真实的。模型由科罗拉多矿物学院成因地层组开发，并经该组的野外研究成果所证实。

该正演模型是依据地层基准面和可容纳空间概念以及经验观察结果的一个几何模型，可以模拟裂谷盆地、被动边缘盆地、内克拉通和前陆盆地内观察到的地层几何形态和相域分布。本文出示的模型是前陆盆地背景中的地层层序。该模型输出的地层与观察到的地层匹配很好，模拟的地层在空间上穿越几十公里至几百公里，时间上跨越 1～16 Ma。

输入的过程参数包括海平面升降、构造运动、沉积物供给、盆地地形、压实、地面负

载的抗挠补偿。沉积物的剥蚀、搬运和沉积作用被计算的地层基准面经验近似值性控制。几何形态来源于所了解的关于地层、沉积和地貌过程的综合作用在各种沉积环境中的响应。事实上，几何形态是在特定的环境中剥蚀、产生、搬运或堆积沉积物的能量和被运移到某一沉积环境的沉积物类型和体积的函数。该模型计算在海岸平原、临滨和浅陆架相域基准面旋回期间进积/加积单元堆积的沉积物的几何形态和体积（二维的面积）。该模型也计算作为进积/加积单元界面的侵蚀面和非沉积作用面的分布。

一、模型的假设

该模型假设沉积物的堆积和保存受构造和海平面升降过程控制，这一控制作用通过可容纳空间以不同速率增加和减少来表现。全球海平面升降变化、盆地沉降和由于地表负载的抗挠补偿同模型时间步长（在 1 ~ 30 ka 之间）区间呈瞬时关系。这一假设意味着在等于模型时间步长的时间范围内地面与形成可容纳空间的过程平衡。

该模型在有效可容纳空间内假设，地面以向地层基准面移动的方法来分配有效的沉积物，模型的每一时间步长均计算该地层基准面。当地面位于计算的地层基准面之上时，沉积物被侵蚀到用户定义的速率最大值，总沉积物预算量（剥蚀的体积加上每一时间步长加入到模型中去的增加的沉积物体积）向斜坡下搬运，直到沉积物能够在地层基准面之下堆积的地面位置为止。当在模型时间步长内沉积物供应量被耗尽的时候，因为沉积物总量供给不充足，可能存在潜在的可容纳空间仍能保留的地方(即在某一时间步长内的地面在地层基准面之下)。在等于模型时间步长的时间内，假设地面与地层基准面平衡，地层基准面足以描述剥蚀作用、沉积物搬运和堆积作用，沉积物搬运过程是足以迅速和有效的（1 ka 时间规模）。除了因为沉积物供应不足，以及剥蚀速率不足以侵蚀地面而使可容纳空间得以保存的地方，这一假设适合于地形剖面的所有部分。在分配沉积物方面，该模型保存体积（二维的面积），所有被加入到模型的沉积物和所有被剥蚀的沉积物在模型边界内分布。

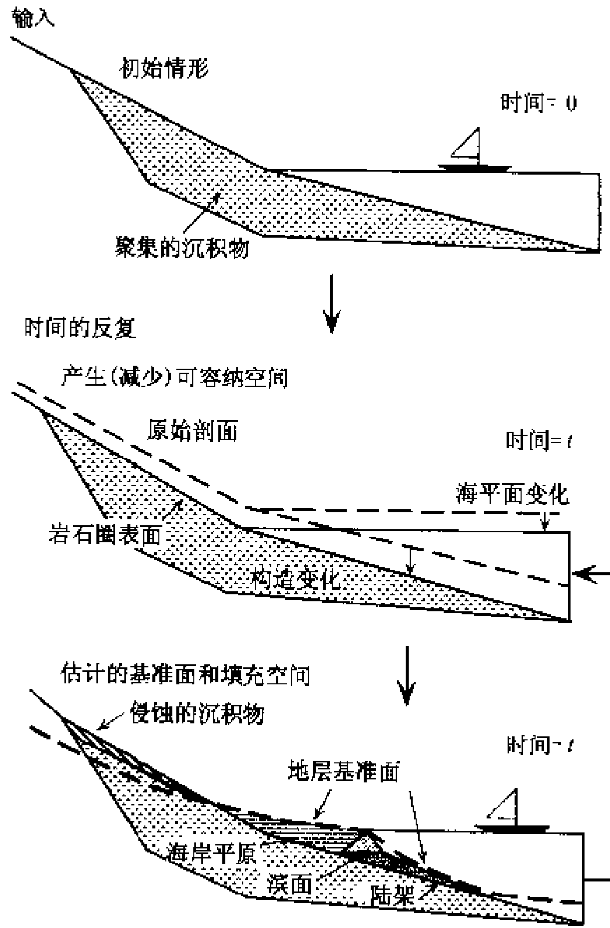


图 8-1　正演模型的逻辑流程和计算步骤

二、模型算法

这一节和图 8-1 总结了该正演模型的逻辑流程和计算步骤。模型接受用户定义的输入曲线，如海平面、构造沉降、沉积物供应、最大剥蚀速率、原始盆地地形和列于表 8-1 的其他参数。模型首先通过构造运动、全球海

平面变化、水深以及沉积物负载的岩石圈补偿增加或移去可容纳空间。然后该空间被该时间步长内增加的沉积物的体积和该时间段剥蚀的沉积物充填。在时间步长内堆积沉积物的空间分布和厚度被沉积物补给和穿越整个环境延伸的动态地层基准面所限制。对每一个时间步长，计算海岸平原和陆架的地形剖面，以确定地层基准面的近似值。在地层基准面位于地表之下的地方，沉积物以用户定义的最大速率被剥蚀，剥蚀的沉积物体积增加到沉积物预算中去。然后，预算的沉积物（新的体积加上被剥蚀沉积物体积）被分配到地层基准面位于地面之上的地方，而且向上堆积到基准面。充填作用之后，对海相斜坡进行持续监测，如果斜坡坡度比用户定义的要陡，沉积物则发生滑塌和再分配作用。对模型的每一步长，重复这一计算流程。

表 8-1　本文模型模拟使用的正演模型参数值

参　　数	两个成因层序（图 8-6 和图 8-7）	向海步进成因层序（图 8-8）	向陆步进成因层序（图 8-9）
全球海平面变化	3 条总结出的正弦曲线（幅度、区间和相）： 8 m，200 kyr & 0° 5 m，600 kyr & 0° 30 m，2 myr & 0°	见图 8-8 2 条总结的正弦曲线（幅度、区间和相）： 4.8 m，300 kyr & 45° 40 m，3 myr & 0°	见图 8-9
构造沉降	3.0 cm/kyr	3.0 cm/kyr	2.8 cm/kyr
沉积物供应速率	3000 mm/kyr	2700 mm/kyr	3000 mm/kyr
最大侵蚀速率	5 cm/kyr	1 cm/kyr	1 cm/kyr
水、沉积物和地幔密度	1.0，2.4，& 3.3 g/cc	0.0，2.4，& 3.3 g/cc	1.0，2.4，& 3.3 g/cc
岩石圈刚度	10^{25} N·m	10^{30} N·m	10^{27} N·m
临滨面斜坡	0.0087	0.0087	0.0087
浪基面深度	10 m	10 m	10 m
从山到模型空间边缘的距离	820 km	820 km	820 km
山的高度	2 km	2 km	2 km
在海滨处海岸平原斜坡	0.00008	0.00008	0.00008
陆架堆积衰减速率常量	90 km	90 km	90 km
陆架沉积临界坡	0.0035	0.0035	0.0035

在每一时间步长沉积物堆积的有效可容纳空间体积（二维中的面积）是在该时间步长内增加或移去可容纳空间的体积加上前一个时间步长中保留的未被充填的可容纳空间体积的函数。对每一个时间步长，随全球海平面变化、构造沉降和沉积物和水负载的抗挠补偿的变化，可容纳空间增加或减少。沉积物堆积作用和海平面上升增加水与沉积物负载，沉积物剥蚀和海平面下降减少水和沉积物负载。根据 Turcotte 和 Schubert（1982）讨论，模型使用弹性弯曲方程（flexture equation）去计算由负载 $L(x)$ 引起的挠曲 $w(x)$：

$$L(x) = D\nabla^4 w(x) + (\rho_m - \rho_r) g w(x)$$

式中，D 为岩石圈的弯曲刚度；g 为重力加速度；ρ_m 为地幔密度；ρ_r 为代替物质的密度，替代物质是充填由于弯曲负载引起的沉降物质。对陆上沉积物，这些物质是空气；

对海洋沉积物，这些物质是水。因为该模型已经计算了那个时间步长内的沉积物体积，并根据该模型的明确规则分配了沉积物，所以沉积物没有被用作代替物质。这同那些很少考虑盆地充填的地层和随意用沉积物代替弯曲补偿凹陷的构造模型形成对比。

对每一个时间步长，模型计算一个地层基准面的几何近似形态，以确定在什么时候、什么地方、多少量和在什么环境下沉积物沉积或剥蚀。基准面近似值是根据在地貌系统中对地形斜坡的经验观察和计算出的沉积物供应量和可容纳空间得到的。因此，基准面算法取决于全球海平面升降、构造沉降、地面负载的弯曲补偿、沉积地形、沉积物供应量和地貌剖面的几何近似值对地层的控制作用。

我们把地层基准面的几何近似形态分成三个地貌区域，分别相当于海岸平原、临滨和陆架环境（图 8-2）。对于每一个相对于海滨位置的地貌区域计算一个基准面的几何近似形态，海滨的垂向位置是海拔高度，海滨的水平位置通过几何基准面函数（下面描述）、沉积物供应和可容纳空间之间的最好吻合来确定。在每一个时间步长期间，地层前积到有效的可容纳空间，直到该时间步长的沉积物预算被耗尽。对每一个时间步长，模型重新计算作为海滨新的水平位置和继承前一时间步长的盆地地形的函数的基准面剖面。所以，基准面近似值是一个动态函数，该动态函数响应所有地层过程参数随时间的变化产生连续变化的地形剖面。

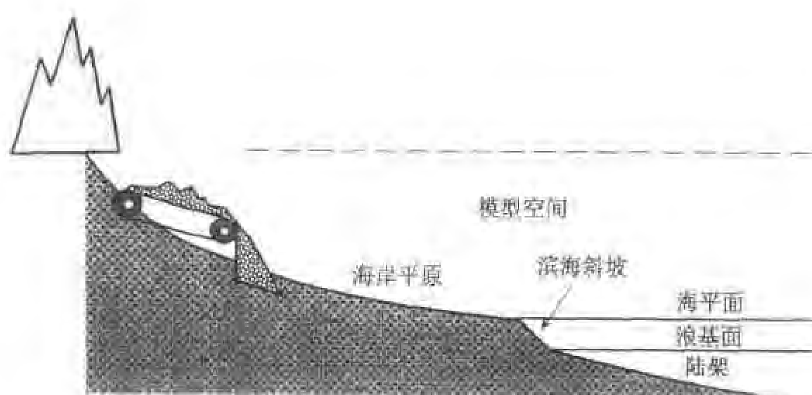


图 8-2　海岸平原、滨面、陆架三种环境中几何基准面

在这三种环境中，临滨的几何形态是最简单的一种，它是一个从海滨到用户定义的波基面深度之间的由用户定义的斜坡。为了计算陆地基准面，模型假设在源区（山峰）的固定位置和一个运动的海滨之间的汇水盆地剖面能够用一个近似的指数函数来表示：

$$y = a e^{-b(x+m)} + c$$

式中，y 为基准面剖面的高度；x 为在模型空间中的地形位置；m 为源区（山峰）和模型空间之间的距离；a、b 和 c 为模型计算的常量（表 8-1 和图 8-3）。对每一个时间步长，使用用户定义的源区（山峰）的位置、模型计算的海滨位置和用户定义的海岸平原斜坡，模型计算未知常量 a、b 和 c。

陆地基准面的地貌近似值是根据研究结果得出的，该研究结果指出一个均衡河流剖面可以用一个简单的指数函数近似表示（Snow 和 Slingerland，1987）。在我们的模型中，这种近似意欲仅仅被应用在海岸平原中汇水盆地的较低达到位置。因此，应该使用海岸平原的

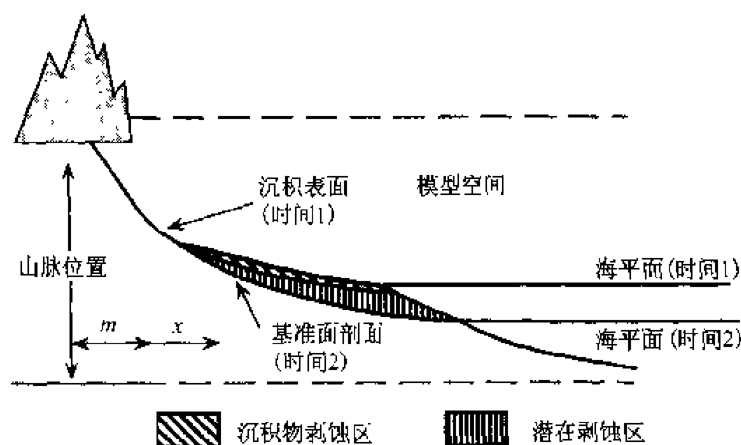


图 8-3 陆地基准面示意图

向陆模型边界的向陆值。模型并不剥蚀初始盆地地形，也不假设初始盆地地形遵从指数函数。模型假设在向陆模型边界处供给盆地的沉积物是从海岸平原的汇水盆地向陆部分剥蚀的沉积物体积。

如果计算的基准面下降地表之下，先期沉积的沉积物被剥蚀。剥蚀速率被用户定义的最大值所限制（表 8-1 和图 8-3）。在每个地形位置，模型的剥蚀等于岩石圈表面和基准面之间差的沉积物厚度和模型时间样本比率乘以最大剥蚀比率的沉积物厚度中较小的一个沉积物厚度。被剥蚀的沉积物体积被加到那一个时间步长的沉积物预算中去，并在模型边界范围内再分布。

对于每一个时间步长，基准面剖面斜坡在山峰的某一固定位置、一个计算的海滨位置和一个固定的海岸平原斜坡之间调整。无论是哪一种，应该定义一个常量地貌剖面，当海拔高度变化时，该剖面在时间步长之间水平和垂向漂移。正像其他人（Posanmentier 和 Vial，1988）所倡导的，因为它要求山峰的水平和垂直运动同海平面位置的漂移是相互协同的（图 8-4，也可参考 Miall 的讨论，1991），所以，我们不使用这种二者取一的方案。

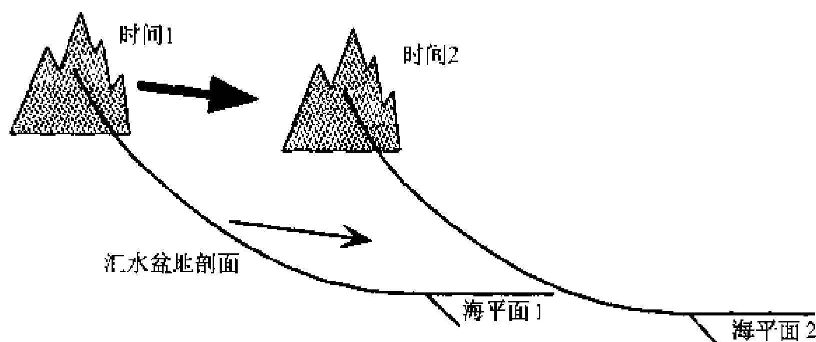


图 8-4 假设某一平衡地貌剖面就是模型中的地层基准面导致的结果示意图

为了计算海平面之下的基准面，模型假设在波基面之下沉积堆积速率呈指数减小，且深海斜坡从不超过一个临界坡度。这个算法同 Lawrence 等（1990）应用于陆架的算法类似。对每一个临滨角同波基面相交的向海位置，模型首先用下列关系计算沉积物厚度 t_s：

$$t_s = A_s e^{-X_s/\alpha_s}$$

式中，A_s为波基面和在临滨底部开始的深海剖面之间的差；X_s为临滨向海方向的距离；α_s为用户定义的沉积速率衰减率（表 8-1 和图 8-5）。被计算的层沉积之后，斜坡同用户定义的临界坡度进行比较．如果深海斜坡超出了这一临界坡度，那么模型向下滑动沉积物直到深海斜坡等于临界坡为止．

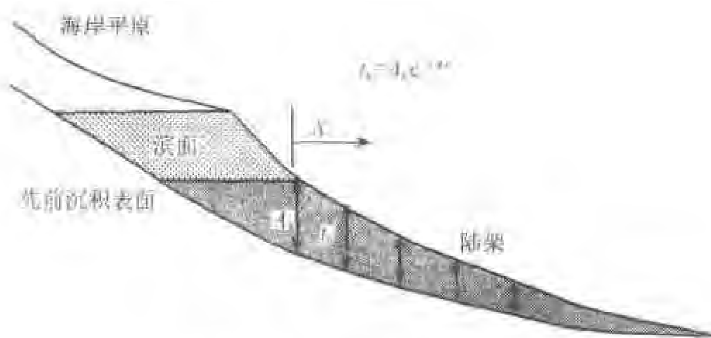


图 8-5　陆架环境基准面的近似

第二节　成因层序内沉积物体积分配和旋回对称性变化模拟

图 8-6 和图 8-7 为运用表 8-1 中列出的输入参数值进行的两个成因层序的模拟实例。地层横剖面在两个成因层序内相域和地层不连续面的分布特征如图 8-6 所示。图 8-7 则为图 8-6 中下部成因层序修改的 Wheeler 时空图解。该图显示在不同相域中沉积物堆积的地理位置和时间以及地层不连续面形成的时空区域。与 Wheeler（1964）描述的原始时空图解不同，这个图同时显示被沉积和剥蚀相的相对厚度以及剥蚀过程的相对幅度。每个相矩形的宽度同其所在的地理位置在特定的时间步长期间沉积（并被保存）的沉积物厚度成正比。在不整合的时空区域内每个矩形的宽度同其所在的地理位置在特定的时间步长期间被剥蚀的沉积物厚度成正比。每个“被剥蚀沉积物”矩形的宽度同其所在的地理位置在特定时间步长内沉积的沉积物总厚度成正比。

基准面下降期间，可容纳空间减小或者形成可容纳空间的速率减小，通常伴随着陆上不整合的时空区域向海方向的扩张以及非沉积作用形成的海相密集段（在图 8-7 中更易看到）分布的时空区域向海收缩。随着可容纳空间向陆方向的减小和更多的沉积物路过并向斜坡下倾方向搬运，相域逐渐向海迁移，且相域宽度可能加宽（图 8-6）。在海相陆架上由沉积物饥饿而产生的非沉积（间断）面逐渐被沉积作用代替。在陆地上由沉积物路过冲刷产生的非沉积（间断）面被陆上侵蚀面所代替。随着可容纳空间减小，海岸平原相域向上变薄，一直到它们被沉积物路过冲刷或不整合面所代替。

基准面上升期间，形成可容纳空间的速率增加或可容纳空间被移去的速率减小。沉积物堆积新的有效空间向陆地方向的迁移。陆上不整合时空分布区域向陆地方向收缩（图 8-7），且随着可容纳空间向陆地方向的增加，相域逐渐向陆地方向迁移。海岸平原沉积物向陆地不整合面上超，且向上逐渐变厚（图 8-6），海相非沉积作用面（密集段）向陆一侧

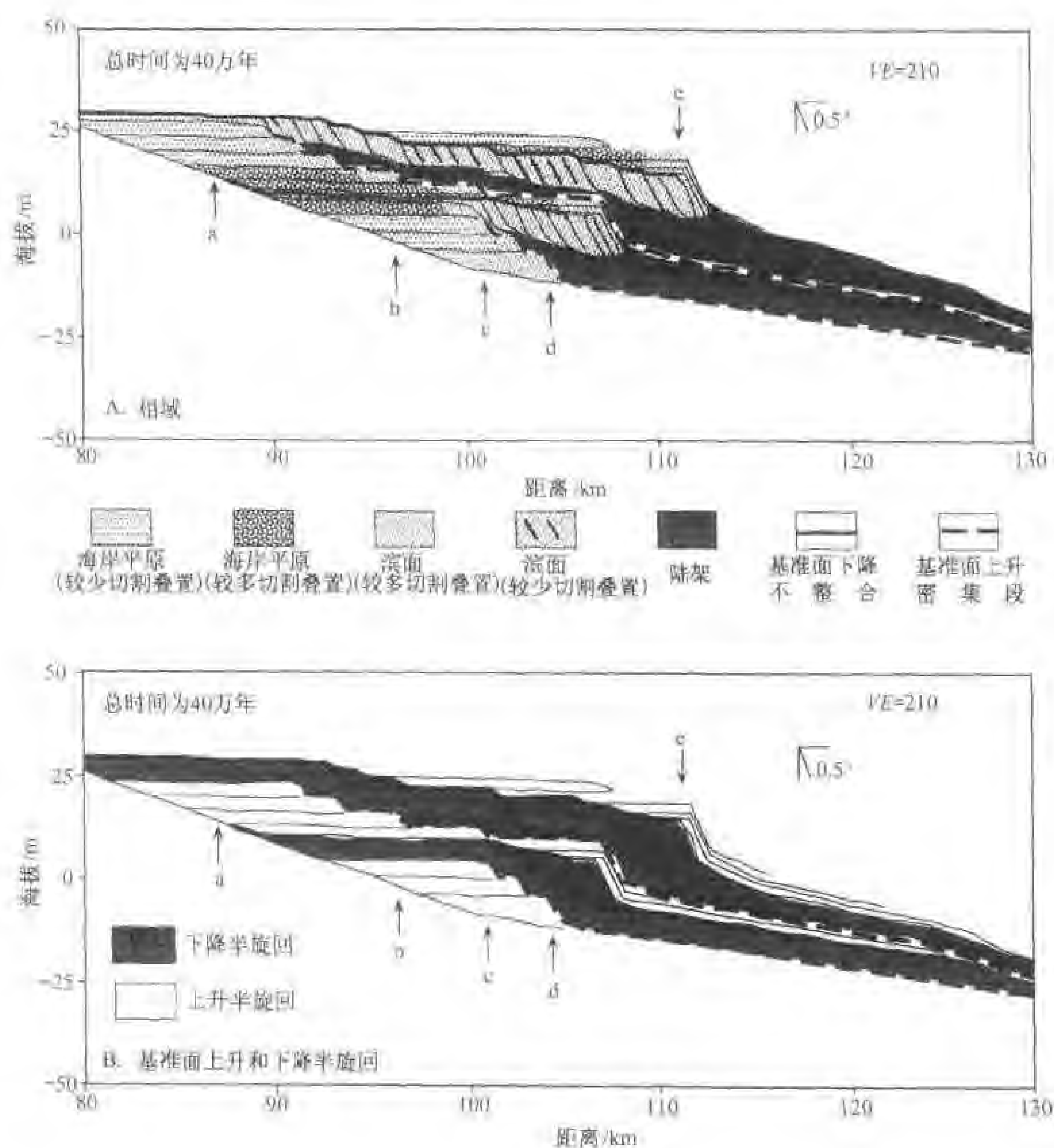


图 8-6 用一组参数值通过正演模型产生的两个成因层序的模拟

的界限向陆地方向迁移，海底欠补偿区域逐渐加宽。

基准面上升期间，沉积物优先沉积在靠近陆地位置。与基准面下降期相比，沉积在基准面上升期的沉积物间比例增大（例如图 8-6 中 a 处的上部旋回和 b 处的下部旋回）。这样在海岸平原相域逐渐产生更多的不对称基准面上升期的地层旋回。在基准面下降期间，沉积物优先沉积在更加靠海位置，结果形成更多的不对称基准面下降旋回（例如图 8-6 中 d 处的下部旋回）。更多的对称旋回被保存在从上升到下降（例如图 8-6 中 c 处的下部旋回）或从下降到上升的转折时间（例如图 8-6 中的 e 处的上部旋回）。在海岸平原和临滨之间的地形过渡带地层旋回也趋于更加对称。在这个位置保存基准面上升和下降的沉积物的趋势大致平衡。

正如以前所讨论的那样，野外研究表明，在外陆架和斜坡上有大量的对称旋回（Bar-

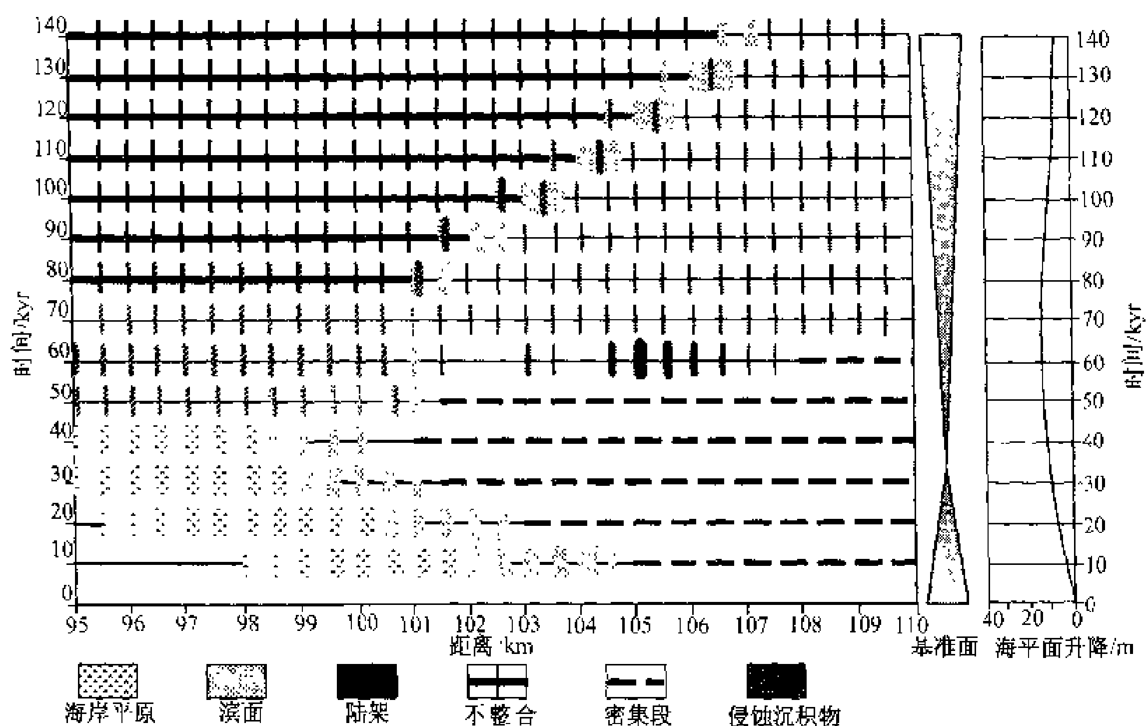


图 8-7　某一成因层序修正的 Wheeler 图解（时间-空间图解）

ron 等，1985)。旋回之所以对称是因为在基准面上升和下降期间多种地质过程输送沉积物至陆架和斜坡位置。该地层模型没有模拟这些过程，实际上海相陆架沉积物的对称性与河流和临滨相域的体积扩张和收缩有关。

正如 Wheeler 图解（图 8-7）中表示的那样，基准面上升期间海相密集段靠陆一侧的界限向陆迁移，基准面下降期间则向海迁移。该图也显示出陆上不整合面时空区域在基准面下降期间如何扩张，以及在基准面上升期间如何向陆方向收缩。在基准面下降期间，在更向陆的位置前期沉积的沉积物被剥蚀、沉积在更靠近海的位置。由于体积分配作用，保存下来的岩石体积主要是基准面下降期而不是基准面上升期堆积的沉积物。即使基准面上升和下降经历的时间相等和沉积物输入速率不变，这种情况也能发生。

第三节　成因层序间沉积物体积分配和旋回对称性变化模拟（叠加样式分析）

作为成因地层几何排列或“叠加模式”的函数，该模型也可以模拟成因层序之间沉积物体积分配和旋回对称性的变化。模拟实例说明在长期基准面下降期间成因层序中沉积物体积分配作用逐渐向海方向步进，发生进积沉积作用（图 1-9），长周期基准面上升期间逐渐向陆地方向步进，发生退积沉积作用（图 1-10）。表 8-1 列出了这些模型的过程参数值。

在模拟中时间线的间隔代表沉积物的沉积速率，时间线间隔增大说明沉积物堆积速度较高，反之，沉积物堆积速率较低。每一个相域中时间线间隔的增大和减小代表相属性的变化而不是实际模拟的相属性。在陆相环境，时间线间隔的缩小通常与侵蚀面频率的增加

一致。随着陆相环境空容纳空间的减小和沉积物的储存能力的减弱，更多的沉积物被运往下坡环境。随后，沉积物在临滨和浅海环境的堆积速率增加，而且随着更多的地貌元素在地层记录中保存下来，相分异性增加。

在长周期基准面下降期间产生的进积几何形态表示了形成于可容纳空间逐渐减小的情况下连续的成因层序内相域的变化（图 1-9）。从一个进积/加积单元到其上一个进积/加积单元，沉积物质的中心位置逐渐向海方向移动、相域向海侧和向陆侧的边界也向海移动、沿倾向测量的相域宽度通常加宽，堆积在相域内沉积物的垂直厚度减小。在较高可容纳空间背景下（如图 1-9 的第一个成因层序），基准面升降期形成的地层在海岸平原相域被保存，且不存在不整合面。随着可容纳空间减小（如图 1-9 中相邻的上覆成因层序），海岸平原相域大多数地层旋回由基准面上升期沉积的地层和基准面下降期的不整合组成。在海岸平原相域，随着可容纳空间的减小，不整合代表的时间逐渐增多（比较图 1-9 中连续成因层序内显示的时间线的数目）。

在长期基准面上升期间产生的退积几何形态表明成因层序堆积在逐渐增加的可容纳空间条件下（图 1-10），从一个进积/加积单元到下一个进积/加积单元，沉积物质的中心位置和相域界限均逐渐向陆地方向移动、相域宽度通常收缩。通常在海岸平原相域内的地层厚度增加。在较低可容纳空间环境（例如前两个成因层序），基准面下降时间在海岸平原相域形成不整合。但在较高可容纳空间条件下（例如最后两个成因层序），海岸平原相域基准面下降时间是压缩的整合剖面、在成因层序之间不存在不整合。

在长期可容纳空间增加和减小的过程中，可比较的相域内旋回对称性的变化是地层和地理位置的函数。在向海进积的层序中，无论基准面上升期还是基准面下降期在所有相域中旋回均逐渐变的更加不对称（图 8-6）。在海岸平原相域，保存下来的基准面上升期的沉积与下降期的沉积之比逐渐增加，基准面下降期逐渐被不整合记录下来。在浅海相域，保存下来的基准面下降期的沉积物与上升期的沉积物之比逐渐增加。基准面上升期逐渐表现为海相欠补偿形成的非沉积作用面。

在向陆地方向退积的成因层序内（长期基准面上升），海岸平原相域沉积旋回对称性逐渐增强。向海方向，所有相域在垂向按次序混合在一起。在海岸平原相域和陆架相域，堆积在浅海相域基准面下降沉积物之上的基准面上升旋回的沉积逐渐变厚（图 1-10）。在海岸平原相域，作为岩石被保存下来的基准面下降旋回的沉积与上升旋回的沉积之比逐渐增加，代表基准面下降的不整合面逐渐较少。在固定的地理位置，基准面上升时间更多的作为浅海相域的海相非沉积作用面保存下来。

第四节　高分辨率地层对比的概念基础

本书的第一部分中已经论述，地层记录中的不连续面与沉积物堆积作用同时发生，但形成于不同的地理位置，所以沉积物厚度逐渐减小及至合并成剥蚀不整合面或由沉积物非补偿引起的非沉积作用面的现象必然发生。不整合面和非沉积作用面所代表的、空间可变的时间间隔同岩石代表的、空间可变的时间间隔具有同样的地层学意义。因此，期望存在某一个理论基础和经验法则可用来指导不同地理和地层位置的岩石与岩石、岩石与面或者面与面的对比。地层模型可以提供地层对比线从地层不连续面移动到整合地层的地理位

置。地层不连续的区域延伸面可能在基准面上升（如陆架上的密集段，硬底和再改造的滞留沉积）和基准面下降（如陆相地层中的不整合和沉积物路过冲刷面）期间形成。一个地层不连续面在时间上可以同整合地层中某一位置对比，从这一位置开始地层和沉积特征指出可容纳空间的变化方向，要么从增加到减小，要么从减小到增加。如图 8-6 和图 8-7 所示，海岸平原基准面下降不整合与临滨和陆架的基准面下降地层对比。临滨和陆架上的基准面上升非沉积面同海岸平原的基准面上升地层对比。图 1-9 和图 1-10 也表明了这种对比关系。

可以利用相序、岩性的分异性、地层不连续面出现的频率和地层的变厚和变薄样式确定地层旋回的对称性。图 1-9 和图 1-10 表示长周期基准面下降和上升期间相序、厚度变化样式和旋回对称性变化的例子。在长期基准面下降期间（图 1-9），连续的海岸平原沉积单元向上变薄，其上可能发育陆上不整合（图 1-9 中 97 km 处）。海岸平原相域成因层序的对称性从高可容纳空间条件下（早期的进积/加积单元）的近于对称的旋回变为低可容纳空间下非对称基准面上升旋回。连续的陆架地层单元向上变厚，且可能被临滨、不整合面、然后被海岸平原地层单元（图 1-9 中 107 km 处下部的三个成因层序）所代替。陆架相域的对称性从非对称基准面下降旋回变为更加对称的旋回，反映了海岸平原相域的存储能力随时间减少。

长期基准面上升期间（图 1-10），连续的海岸平原沉积单元向上变厚，且可能被一个冲刷海进面或非沉积面以及薄层临滨和陆架地层上覆（图 1-10 中 98 km 处下部的三个成因层序）。海岸平原相域从较低可容纳空间成因层序中的非对称基准面上升旋回（如下部的两个成因层序）变为较高可容纳空间成因层序中的更加对称性旋回（例如上部的两个成因层序）。连续的陆架单元向上变薄，且可能被非沉积面上覆（图 1-10 中 118 km 处下部的两个成因层序中）。陆架和临滨相域的对称性从对称性旋回变为非对称性基准面下降旋回，反应在海岸平原相域随时间增加的存储能力。

当解释模型结果时，“向上变薄”和“向上变厚”指的是单个相域内每个时间单元连续地变薄和变厚的趋势。在露头、岩心和测井曲线上，可以根据层厚、岩性的分异性和单位时间地貌要素保存的程度和地层层序厚度解释这些趋势。例如，如果相序中地貌要素的保存程度和岩性分异性增加、成壤作用变弱或层厚度增大，那么，能够确定海岸平原序列形成于基准面上升期。相变表现为从相互叠置、侧向连续并充填削蚀槽状交错层的河道到侧向不连续、充填多种类型底形和沉积构造，以及保存较好的漫滩和决口扇的河道，研究证实，地貌要素的保存程度、相组成和地层组构的规律性变化与基准面升降旋回相关（Gardner 和 Cross，1991；Gardner，1993；Sonnerfeld 和 Cross，1993；Kusumangara，1994）。

旋回对称性确定之后，成因层序之间对称性的变化与相域序列可用于确定成因层序的叠置样式。如图 1-9 和图 1-10 中的模型输出结果和本书第一部分图 2-7 所表示的那样，退积成因层序与进积成因层序的相域序列、旋回对称性以及旋回厚度变化样式明显不同。

地层模拟物质守恒，所有被引入模型的沉积物作为可容纳空间与沉积物供应比率的函数在模型空间内分布。因为沉积物体积分配，在每一个地理位置采集的垂向样本可能包含在一个时间区间内形成的地层不连续面。这种关系的另一种表达方法是，沿垂向剖面取得的样本，如岩心或测量剖面，将包含代表从底到顶测量样品总时间中一部分的岩石，总时间的剩余量由地层不连续面代表。但是如果岩石体积的分布在四维空间被检测（或在模型

剖面的三维空间），那么从来不存在一段时间，在这段时间内在模型空间内沉积物没有发生沉积作用，也没有发生保存作用。在整个模型空间和在任一个地理位置，完整的连续的时间由岩石＋不连续面来代表。通常所用的地层的“完整性”和“沉积间断”的概念是从一维角度分析地层记录。从质量和能量守恒角度去透视地层记录，则不存在间断，时间是连续的和完整的。这种透视地层的方法有利于精确的地层对比。

（据 Timothy A. Cross and Margaret A. Lessenger，“Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation”编译）

（张荧、张古松译，邓宏文校）

第九章　地层反演模型

地层正演模型在实际应用方面具有其局限性。正演模型通过试错法模拟、计算产生盆地地层。在试错法中，过程参数值是由解释者自己进行反复校正，来判断这些参数值是否正确或模拟结果是否接近。这一过程是通过和一个已描述好的地层进行视觉比较来确定的。一般来说，视觉比较是靠地质体几何属性的比较，因而这种方法具有很大的不准确性和不可靠性（Lerche 和 Lessenger，1998）。与之相比，反演模型则试着匹配有限的定量数值，然后预测可能的或近乎正确的地层剖面。反演不需要将正演模型与整个地面剖面进行比较。试错模拟法的不确定性，是因为它在计算上受到限制，解释者难以评价参数所选值是否是惟一能达到同等好的匹配（数值集合）。相比之下，对结果是否是惟一的或不确切的建立的运算，以及对确定的不确切性结果的边界来说，反演法则是计算上行之有效的方法。

数学反演模型，可用少量的观测数据同时解决多个过程参数的值，依靠问题的自然特性、地层反演和正演模型的强壮性和准确性、质量、用于反演的数据的数量和类型，反演模型能达到具有边界位置的唯一解，或者达到具有多个边界位置的唯一解。这些位置的过程参数值的计算误差和不确定性都是可知的。一个具有边界的唯一解，是一个特定范围参数值的解。这个分布范围值就是计算出的不确定性。这种定量估计准确度、误差和不确定性的能力，将反演模型从其他地层分析方法中区分出来。这种评价风险的能力，使反演模型尤其适用于任何时间、空间尺度的地层分析。

第一节　地层反演的概念

反演是根据经验观测进行推理的一种精确定量方法。反演模型的主要作用是通过确定其输出结果与观测匹配的正演模型的过程参数的大小和频率来帮助分析和解释经验观测结果。

反演是一种寻找能够最佳拟合所观察到的地层的正演模型的系统程序。反演可以说明所观察到的结果是由那些作用共同产生的。从这个意义上讲，地层反演与地质学家根据直觉和猜测所得出的结果相似。反演和其他方法的主要区别在于反演方法给出了准确度、误差和不确定性信息，以及产生误差的和不确定性的原因。如果使用其他方法，人们就不能够确定为什么某种模式与所观察的地层拟合而其他的却不拟合，不能确定何时获得了最佳参数组，也不能确定错误在哪儿，以及怎样才能提高模型与观察之间的匹配程度。

反演模型由三个部分组成，这三个部分可以解释反演模型是怎样运作的（图 9-1）。第一部分是正演模型，此处为地层正演模型。正演模型用一组用户确定的过程参数值（如海平面升降、构造运动、沉积物供给、载荷补偿、地形梯度、压实作用等）和描述正演模型参数行为（过程-响应相互作用）的逻辑组模拟地层。第二部分是被用于与正演模型输出

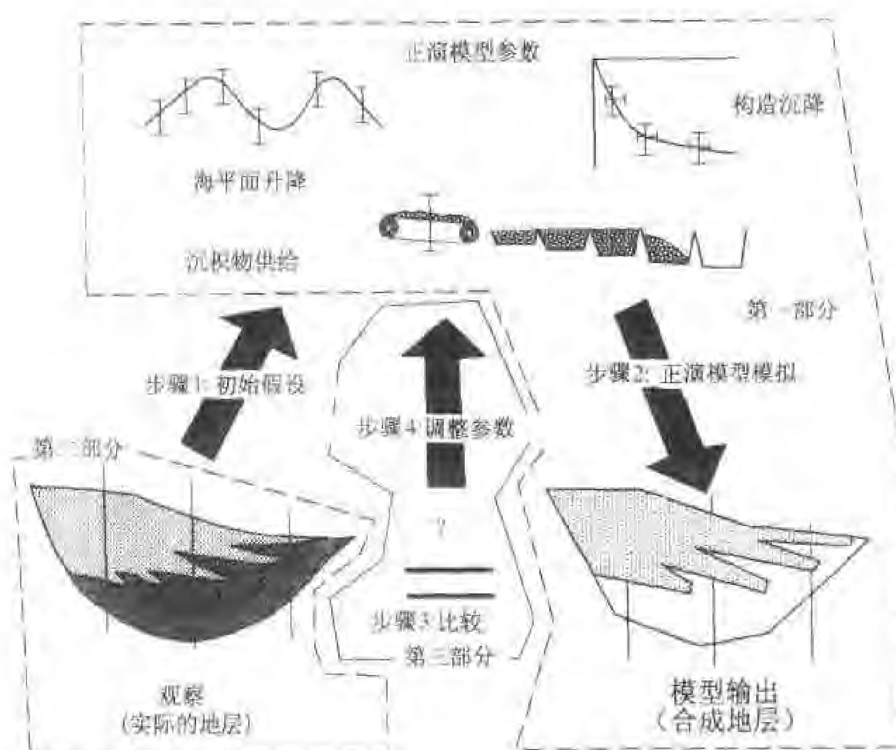


图 9-1　地层反演模型流程图

结果相比较的观察资料。在地层学中，实际观察可以是岩石类型、结构、厚度、几何形态或岩石物性。对反演模型的观察内容的限定是其必须可以与正演模型输出的数据具有直接的和量的可比性。例如，如果正演模型模拟粒度分布，那么观察内容就应该是岩石的结构。上述两个部分被第三部分，即数学反演算法连接起来。反演算法能够比较正演模型输出的值和实际观测值。在进行比较之后，反演算法亦能够调整正演模型参数值，使模拟预测更接近于实际观察。该算法反复比较观测值，并不断调整正演模型参数值，直到模拟值与观测值之间的差异达到最小并获得最佳拟合为止。

因此，建立一个反演模型需要以下几个步骤：①选择一个地层正演模型；②设计几个简单的数学函数，来最准确地描述一个沉积盆地中真实的地层过程，并能用于反演计算；③准备与正演模型输出的类型相应的数据，并将其换成数学向量的形式；④选择一个恰当的参数优选算法；⑤构建一个连接第①步至第④步的地层反演模型。

如果地层资料的种类和数量含有足够的过程参数的信息，使反演算法能够区分不同过程参数产生地层响应，那么反演是可能的。反演法是一个建模过程，受到所有模型都遇到的表示真实世界过程响应系统近似性的准确度和精确度的限制。反演模型的计算结果受到用于反演模型的地层正演模型的准确度和精度的限制。反演模型结果的准确度和精度依靠观测数据的类型、数量、质量和分布，还受到盆地地层的假定和地层过程响应系统的操作限制。几种条件下不能进行反演，本文列出了这些条件中最重要的几项：①如果地层过程参数可以互换，也就是说，一个过程参数可代替另一个参数并产生同样的结果，那么反演就不可能；②如果假设的或所理解的地层过程—响应系统是错误的、不可预测的或缺少基本的限定条件，那么反演是不可能的；③如果一个位置的地层信息与另一个位置的地层信

息没有直接联系，即如果某一位置的信息不能为另一个位置提供信息，那么反演是不可能的；④如果正演模型不能很好地模拟真实的过程-响应系统，或者观察资料的测定或解释是错误的，那么反演也是不可能的。

第二节 地层反演的科学基础

Burton 等（1987）提出对地层数据进行数学反演在理论上是不可能的。根据所观察到的地层属性求取过程参数值的反演模型存在的障碍主要在于：①多解性，即不同的过程参数的多重结合可以产生相同的地层；②地层资料中信息的缺乏阻碍对不同地质过程之间结合的辨别，即当地层中信息量和资料类型减少时，反演的可能性降低。

Burton 等（1987）与本文提出的反演算法相似，因此问题不在所使用的反演方法上，而在于对某些更基础的问题，如对地层资料的信息量、地层记录特征，以及地层过程-响应系统作用的理解不同。

一、地层认识的误区

在研究了目前一些有关地层概念的假设之后，本文试图解释为什么这些已被接受的关于地层记录特性和地层过程-响应系统的观点所得出的结论不能依据地层资料进行反演。然后，本文试图阐述为什么这些假设是错误的，是地层学认识的误区。

（一）稀有、灾变事件之谜

认为地层记录中含有稀有事件的观点十分广泛，许多著作、论文集以及杂志都专门谈到这一论题。Gretner（1967、1984）总结了持有这一观点的论据（图 9-2）。其论据是：稀

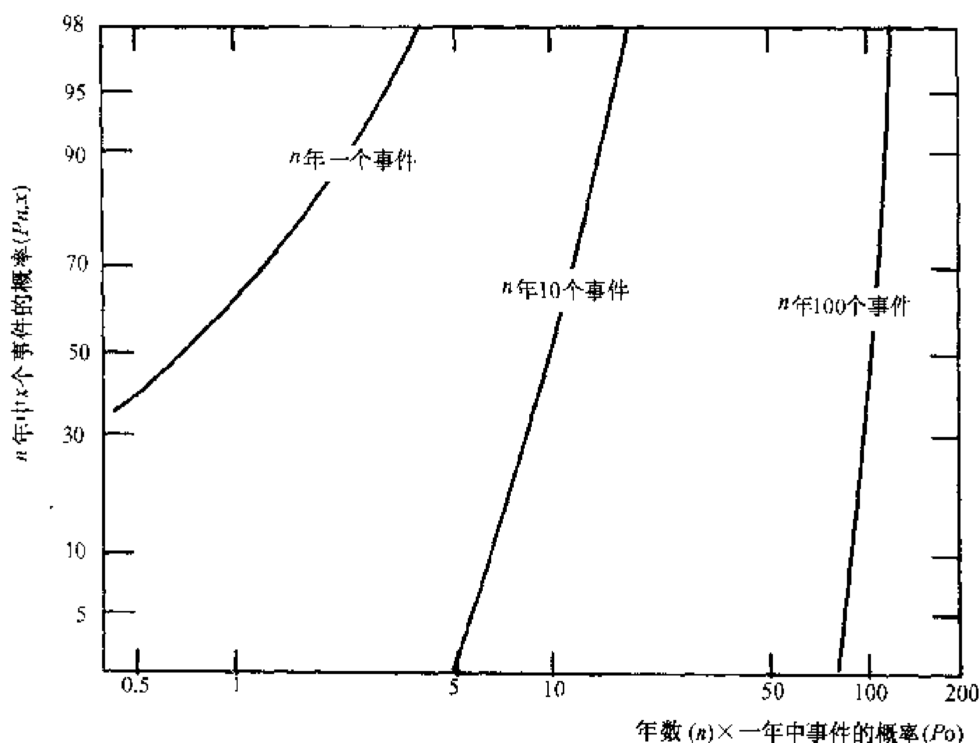


图 9-2 事件的发生频率和样品间距时期之间的统计关系的表述

有事件在短期内可能不会发生，但是随着取样间隔时间的延长，稀有事件发生的概率就会增加。

对稀有事件发生的频率的认识是假定频率与大小呈反比，即事件的频率越低越是大事件。Gretner（1984）写到："大事件是稀少的，小事件是常见的"，如洪水事件，百年一遇的洪水比十年或一年一遇的洪水要大、破坏性要强。地质时期的各种事件，包括地震海啸、火山喷发、飓风、地震和陨石等事件均适合频率和大小的反比关系。紊乱、无规律、稀少、大幅度事件实际上是不可预测的。此外，建立一个能够综合模拟稀有、偶发事件的正演地层模型是困难的或不可能的。没有准确的正演模型，定量地层反演是不可能的。

非频繁事件的大小与普通事件成比例地增大吗？稀有的和/或大幅度事件比普通和（或）小幅度事件在地层记录中留下的痕迹更深刻吗？地层记录是由偶然发生的、稀少的、灾变事件构成的，还是由普通的、有规律发生的可识别的、按时间顺序的过程产物构成的？

稀有事件神话中的一个明显的逻辑缺陷是：如果地质年代中非频繁事件成为普通事件，那么频繁（每日、每季、每年）事件就会随处可见。除非稀有事件以某种方式消除和代替了普通事件聚集的沉积物，地层记录应该以常见的、普通事件的产物为主。这个假说有直接有力的证据。沉积学分析就是根据现代环境中观察到的"相"和过程-响应相互作用进行类比的。地质学家很少在飓风、洪泛和地震海啸期间研究过程-响应关系。我们对现代环境中沉积相的理解是以观测"正常"过程的产物（即现代环境中所观察到的、影响沉积盖层变化的物质）为基础的。尽管地层学的主题是稀有事件神话，但沉积学文献的大量内容却是对普通作用形成的地层的描述和解释。如果沉积记录中以稀有事件的产物为主，那么，我们就无法成功地运用均变说解释沉积相。事实上，正是由于稀有、高幅度事件在地层中很稀有，它才引起了人们的特殊关注，并且由于它们具有独特的或不寻常的沉积特征，才使它们易于区别于常见过程的产物。

事件的频率和幅度之间假设的反比特点是什么？相似类型的事件，如河水泛滥、飓风和风暴，它们的能量和影响有一定的范围。每类事件的频率和幅度之间有一种反比关系，但只是在某一范围内。相似事件的幅度并不是与频率无关的任意增加。河流的流量受汇水区降雨量的影响，汇水区的大小是不变的，一千年中最大的流量与一百年中最大的流量没有明显的差别。飓风和其他风暴的规模是有限度的，风速是温度梯度和海洋大小的函数，在十年或百年中观测的最大幅度没有明显的差别。由于地震能量受地壳力量的限制，因此其幅度不会超过 Richer 标准中的 10 级。尽管具体事件的幅度有其自然的限度，多数幅度与频率关系的曲线图还是外推到更长的时间（例如 Hsü，1988）。

评价幅度和频率之间反比关系的更具有地质意义的方法，是从地貌系统是时间（在该时间内能量被消耗）的函数的观点研究地貌的作用。选择一个河流体系做为例子（图 9-3）。人们通常认为河水总是流动的，而水灾是不常见的。然而，从河流的观点来看，没有发生洪水的河流是处在休息状态的河流，对沉积物搬运和改变河道几何形状方面作用很小。洪水期的河流一般发生率是总体时间的 2% ~ 8%。从某条河流的透视分析可知，只有洪泛期才是河流的主要贡献（搬运沉积物和改造河道形态等）期或"工作"期，所完成的工作量则取决于作用期间的长短和洪水的能量乘以洪泛事件的频率。如果我们仅考虑河流发生作用的时间，这段时间在流量上存在一个与洪水频率有关的范围，而且将能量与频

率反比关系适合某一范围。由于能量和频率的反比关系是非线性的，一般幅度的洪水事件比经常发生、低幅度洪水或稀有的，高幅度的洪水所起的作用更大（图 9-3)。从河流的观点来看，普通的、中等幅度的洪水好比正常工作日，规模极大的洪水是非频繁的高度紧张的超时工作，低幅度洪水是再创造，而非洪水流量是在睡眠，从地貌体系观点考虑，地层记录中的主要部分是“正常”事件的产物。

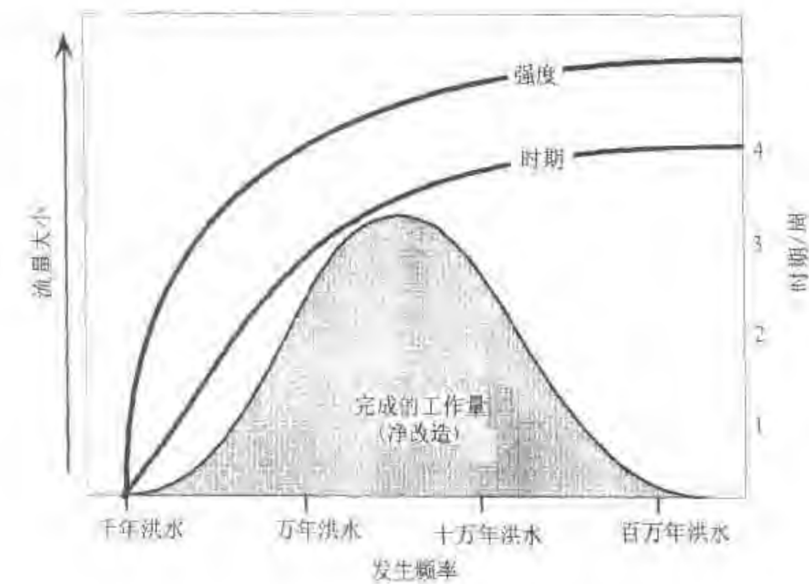


图 9-3　从地貌系统观点研究地貌作用的实例（河流体系）

大幅度事件对地层记录的影响比小幅度事件更深刻吗？通过比较 1000 年间海平面缓慢、逐渐上升 10 m 的产物和同样时间间隔内许多飓风的产物可以回答这个问题。尽管飓风很大，它们只是在近海地区切割了一个窄而局部的条带。飓风的沉积层相对较薄（Hayes，1967），经过数年的动物潜穴作用后便失去了其识别标志（Scott 等，1981；Wheatcroft，1990）。有些飓风甚至几乎没有留下能够代表其经过某处的沉积记录（例如 Boss 和 Neumawn，1993；Hubbard 等，1991）。在许多情况下，高幅度事件的地层记录是一个区域分布局限的、与其上覆和下伏岩层难以分辨的岩层。火山的喷发，如 Se Helens 火山喷发，除富集在局部湖底的火山灰以外。可能只是在大面积内留下不引人注意的、暂时的火山灰。一些最著名的高幅度事件，如 Scablands 水灾（Bretz，1969；Baker，1973），像正常底形一样易于识别，只是在规模和结构上有些不同。与之相反，海平面缓慢、逐渐地上升会影响全球的海岸和陆架。它可以使海岸平原沉积物加积到向陆方向海进滨线延伸很远的地方、可以将笔直的海岸线改造成湾形海岸，以海湾充填沉积代替面向开阔海的前积的滨面沉积，将陆架环境向陆地方向推进，并在陆架深处产生密集层。总之，在许多情况下，低幅度、缓慢、单一方向的过程变化比高幅、断断续续、不频繁、偶然的、“灾难性的”或“灾变性的”事件在地层记录中留下痕迹更明显，广泛、更深刻。

（二）地层间断和地层不完整性之谜

一般的观点认为地层记录是很不完整的，含有许多“地层间断”，因此缺失了许多年代。有大量的比喻：地层记录像一张网，很少的沉积物把许多洞连接在一起；地层记录像

一种多孔隙的硬干酪，孔隙比乳酪部分多。这种地层不完整性的观点中经常伴有关于对稀有事件认识的误区，从而设想地层记录以不频繁、偶然、高幅度事件的沉积物为主。Ager（1973）曾谈到地层记录由长期的平庸无趣的事件和幕式的惊骇事件组成。Sadler（1981）和Anders等（1987）列表说明了不同取样间隔的沉积物，确定了取样间隔越长，沉积物堆积速度越低。他们得出的结论是随着地层所代表时间的逐渐增大，地层"间断"的数量成比例地增加。随着"间断"与岩石的比例增大，地层所代表的总时间逐渐减少，地层不连续性界面所代表的时间则逐渐增加。因此，随着取样间隔的延长，地层记录的不完整性就越明显。按照相似的逻辑，Wilkinson等（1991）估计在克拉通碳酸盐地层中缺失了高达97%的显生宙年代。

对地层间断和地层不完整性认识的误区产生于不能正确地理解地层记录的二维剖面，而且对地层不连续界面的重要性理解也不恰当。地层层序的二维地层剖面都包含不同时间内形成的地层不连续界面。从二维角度观察地层，认为垂向剖面完全代表地层的三维体积，并把在某一地理位置上识别的地层"间断"和"缺失时间"被理性的外推到地层三维体积的全部地区，因此将在某一地理位置地层不连续界面所代表的时间夸大到所有地区，认为大量的时间"丢失"了。这种地层观点没有认识到一个地区的地层在时间上相当于另一个地区的间断面。正如Barrell（1917）指出的那样："不整合所代表的时间在其他地方由地层沉积体体现出来。"

地层间断和不完整性之谜，尤其当它们伴随着稀有事件之迷时，所得出的哲学结论是地层记录中缺失了那么多的信息，因此重新构筑沉积盆地史的希望渺茫。以这种观点来看，定量、精确地重构盆地史，比如通过反演方法是一个荒谬的做法。

从四维透视角度观察地层，时间是连续和完整的，地层记录没有缺失时间。完整的时间由地层和地层不连续界面（或间断面）二者的结合所体现。正如时间-空间（Wheeler）图解上所强调的，在时间域和过程域中，岩石与界面具有同样的重要性。一个位置的地层不连续界面所记录的事件同样被另一个位置堆积的沉积物所记录下来。地层层序内任何一种成因（侵蚀作用或非沉积作用）的缺失的出现都具有四维意义，其中时间值相同的岩体出现在沿斜坡向上或向下位置，没有地层间断。地层层序中含有足够的信息，可以用定量方法来重新构筑盆地史。

（二）世界安息日之谜

许多地层解释中隐含另一种未被明确表明为地层学原理的认识上的误区，即跨越沉积盆地地表的全部地貌体系经常停工、停止运作，正如休息一下庆祝安息日一样。在极特殊的情况下，全盆地范围所有地质作用规律地停止，停止时间可占总时间的一半；这可以称做一半时间世界的神话，但这只是安息日世界的另一种称谓。

听到这个神话的反映就是不相信。肯定没有人认为世界会停止运动。毕竟雨还在下，水在向低处流动，海浪在拍打岸边，太阳普照大地。在地层解释中应用了安息日的人面对直接提出的这个问题也会否认世界能停止运动。这个神话隐秘地进入地层分析中，导致忽视地层不连续面的实际含意和重要性，因而无法应用质量守恒原理。

图9-4为安息日神话的常见表示法。这个岩性地层横剖面（图9-4A）展示了一个沉积盆地（被动边缘盆地）的充填地层层序。该横剖面似乎合理展现了大陆和海相地层进积与退覆的历史。然而，显示地层过程和事件历史的时间/空间图（Wheeler图解）（图9-4B）

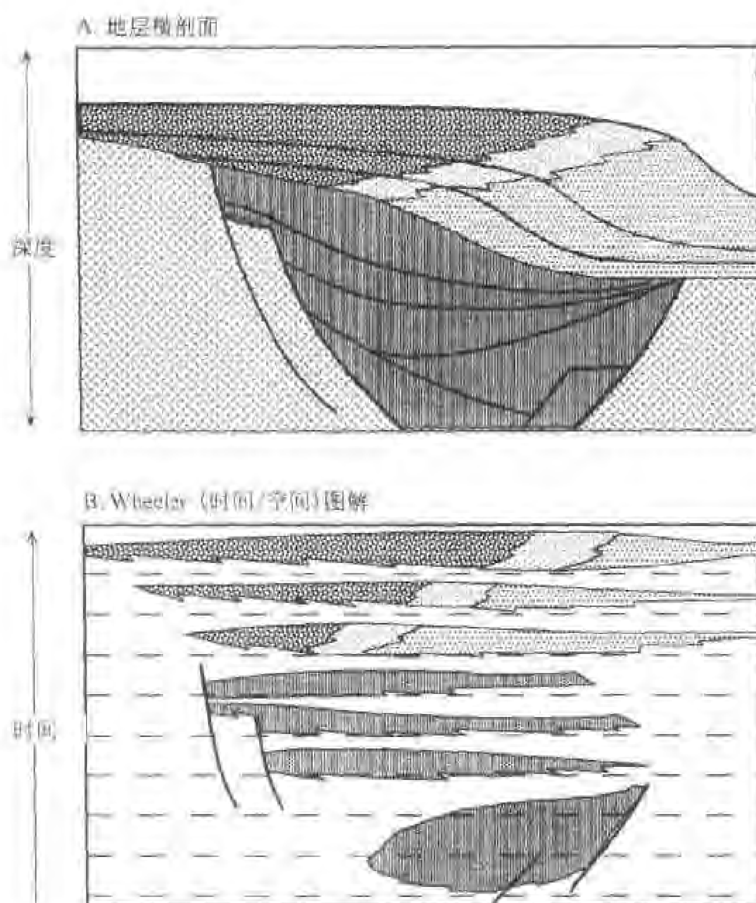


图 9-4　岩性地层横剖面（上部）和时间-空间（Wheeler）图解显示被动边缘盆地沉积史

上却有三个沉积作用幕，它们被整个沉积盆地无任何事情发生——没有沉积作用或侵蚀作用的时间段分隔开来。沉积幕之间的世界关闭了。如果把这幅图解释为沉积作用幕之间整个沉积盆地处于侵蚀状态，那么侵蚀期间的沉积物到哪里去了呢？这两种解释都是不现实的。在 Wheeler 图中绘制这些事件和过程通常可以防止出现这样的错误，因为时间-空间图表明的是连续作用的历史，并能迅速揭示不可能存在的地质条件。

安息日世界神话的另一个例子（图 9-5）是说沉积作用发生在海平面旋回的一个部分，即下降期，而在旋回上升期间无任何事情发生，没有沉积作用也没有侵蚀作用，地球是停止的。之所以做出这种解释的原因是只看到了世界一部分的地层记录（浅海陆架和滨面），

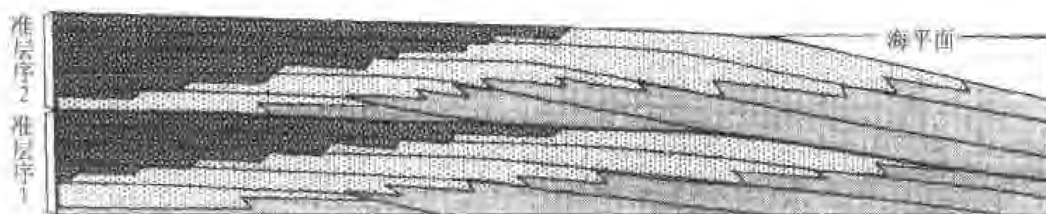


图 9-5　两个准层序显示地层沉积同时开始、同时终止

两个准层序显示进积时间被包含所有相域的地层记录所代表，而海泛时间在所有相域内均由海泛面所代表

并把从这一部分世界所观察到的现象外推到全部其他环境中。地层文献中大量谈到不对称地层旋回（通常为海平面下降或向上变浅的旋回），它们穿越整个沉积盆地。那么海平面上升期间堆积的沉积物在哪里呢？这一错误的认识表明地层学家对沉积物堆积、侵蚀、沉积物搬运和非沉积作用的时间-空间格架注意得太少。

安息日神话排除地层预测和地层数据反演的原因有两个，第一，认为盆地不同部分之间没有时间和物理上的联系，因此不能利用盆地一个部分的信息预测另一个部分的历史；第二，由于安息日神话有效引发了非守恒神话并产生了不可能的地质关系，因此难以使用地层正演模型模拟安息日时期的地层。

（四）不守恒之谜

地层学家很少考虑过用守恒定律去分析和解释地层数据。许多地层解释和地层计算机模型违反了守恒定律。图 9-6 便是一个例子。描述地层内的地面侵蚀不整合要求沉积物在侵蚀的地表被移走、搬运并最终到达沿斜坡向下的一个沉积物可以聚集的位置。Barrell (1917) 的观点是，在不整合表面的下坡终点位置，一定会有来自这个表面并在该表面上搬运的沉积物的沉积体。图 9-6 中的地层解释是一种不同的构型，不整合面的下坡终点并入整合的海相陆架地层，并且没有来自该不整合表面的沉积物楔状体。那么来自这个不整合面并经过地表的沉积楔状体到哪里去了呢？这种解释违背了质量守恒定律。在适当的条件下，地层分析与解释中应该考虑时间、动量和能量守恒。

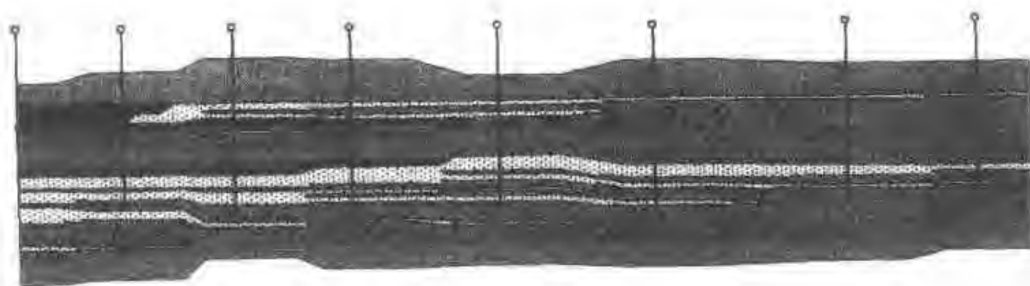


图 9-6　假设地层过程-响应系统不遵守保存定律的地层解释的例子

在地层资料的分析和解释中不使用守恒原理的结果是任何事情都可能发生，没有规则可寻。尤其是对质量—时间—界面的关系没有限制，而这恰是地层反演的基本要求。在质量不守恒的神话世界，根据一个地方发生的事件，如侵蚀、沉积物路过不留、非沉积或沉积作用，不可能推断出另一个地方发生的质量平衡事件。在这种情况下，准确地进行地层预测也是不可能的。不遵守守恒定律的地层模型就不能真实地模拟地层，这样的模拟结果无法进行合理的预测。

（五）无限复杂性和多样性之谜

一般认为，地层记录包括大量的相组合与相序，其组合方式具有无限多样性。这种多样性被认为是作用于复杂的、具特定外形的地球表面的多种地质作用的综合反映。很多沉积相模式都突出表现了无限复杂性与多样性神话，它们都极端地进行了某一地层单元的某项研究并称这为“模型”（Miall，1978）。

在地层反演方面，这个神话导致的后果是人们会认为地层过程-响应体系太复杂而无法准确模拟：过程/响应相互作用中的作用变量、复杂反馈回路和非线性太多，以至于模

并把从这一部分世界所观察到的现象外推到全部其他环境中。地层文献中大量谈到不对称地层旋回（通常为海平面下降或向上变浅的旋回），它们穿越整个沉积盆地。那么海平面上升期间堆积的沉积物在哪里呢？这一错误的认识表明地层学家对沉积物堆积、侵蚀、沉积物搬运和非沉积作用的时间-空间格架注意得太少。

安息日神话排除地层预测和地层数据反演的原因有两个，第一，认为盆地不同部分之间没有时间和物理上的联系，因此不能利用盆地一个部分的信息预测另一个部分的历史；第二，由于安息日神话有效引发了非守恒神话并产生了不可能的地质关系，因此难以使用地层正演模型模拟安息日时期的地层。

（四）不守恒之谜

地层学家很少考虑过用守恒定律去分析和解释地层数据。许多地层解释和地层计算机模型违反了守恒定律。图9-6便是一个例子。描述地层内的地面侵蚀不整合要求沉积物在侵蚀的地表被移走、搬运并最终到达沿斜坡向下的一个沉积物可以聚集的位置。Barrell（1917）的观点是，在不整合表面的下坡终点位置，一定会有来自这个表面并在该表面上搬运的沉积物的沉积体。图9-6中的地层解释是一种不同的构型，不整合面的下坡终点并入整合的海相陆架地层，并且没有来自该不整合表面的沉积物楔状体。那么来自这个不整合面并经过地表的沉积楔状体到哪里去了呢？这种解释违背了质量守恒定律。在适当的条件下，地层分析与解释中应该考虑时间、动量和能量守恒。

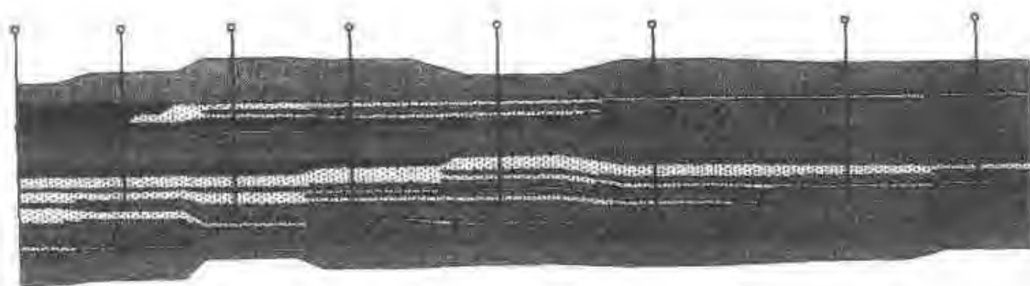


图9-6　假设地层过程-响应系统不遵守保存定律的地层解释的例子

在地层资料的分析和解释中不使用守恒原理的结果是任何事情都可能发生，没有规则可寻。尤其是对质量—时间—界面的关系没有限制，而这恰是地层反演的基本要求。在质量不守恒的神话世界，根据一个地方发生的事件，如侵蚀、沉积物路过不留、非沉积或沉积作用，不可能推断出另一个地方发生的质量平衡事件。在这种情况下，准确地进行地层预测也是不可能的。不遵守守恒定律的地层模型就不能真实地模拟地层，这样的模拟结果无法进行合理的预测。

（五）无限复杂性和多样性之谜

一般认为，地层记录包括大量的相组合与相序，其组合方式具有无限多样性。这种多样性被认为是作用于复杂的、具特定外形的地球表面的多种地质作用的综合反映。很多沉积相模式都突出表现了无限复杂性与多样性神话，它们都极端地进行了某一地层单元的某项研究并称这为“模型”（Miall，1978）。

在地层反演方面，这个神话导致的后果是人们会认为地层过程-响应体系太复杂而无法准确模拟；过程/响应相互作用中的作用变量、复杂反馈回路和非线性太多，以至于模

拟成功所需要的模型参数值无法用来建立模型。如果不能建立地层过程-响应体系的合理地质正演模型，那么地层反演也就不可能了。

这个神话的另一个重要后果是它虚构了一个概念，即岩层和相要组成简单易懂、易于解释的地层样式。整个地貌因素是怎样拼配并存在于比地貌更为均质性的地层中的是一个不了解的问题。一般的观点是沉积环境中沉积物堆积的地层产物与地貌环境十分相似。每个沉积环境包括许多亚环境和地貌因素，在一瞬间它们在地球表面形成一个复杂的混杂物。这种地貌因素的拼凑被描绘成原地加积作用，进而形成具有同样复杂性和区域分布的地层相的镶嵌物。

沉积学家已经识别出了重复出现的相组合与相序并把它们用模式表现出来，这足以说明有规律的、重复出现的地层基调是存在的。这种基调的数量是多还是少？每个基调的相组合与相序是有规律、有秩序的还是多变的、偶然的？这些都是有争论的问题。我们认为地层基调相对较少，而我们所看到的复杂性实际上从一种基调到另一种基调引申出来的、高度有序的过渡形式。我们进一步的观点是，这种规律性来自有序的沉积过程组合方式，地层控制能够减少原始沉积多样性并改善沉积的有序性。

相序的部分规律性是沉积物以有序的方式堆积以减少瞬间看到的地貌环境中的具拼凑特征的产物。相序有三种成因，每种成因都产生一种有序的形式和岩相构成，形成可识别的地层样式（图 9-7）。第一种是水动力的变化，如衰退流沉积物。阶段衰退流层序，如沉积物重力流，所产生的地层序列在地貌上不是固有的或明显的。每种流动本身是不可预测

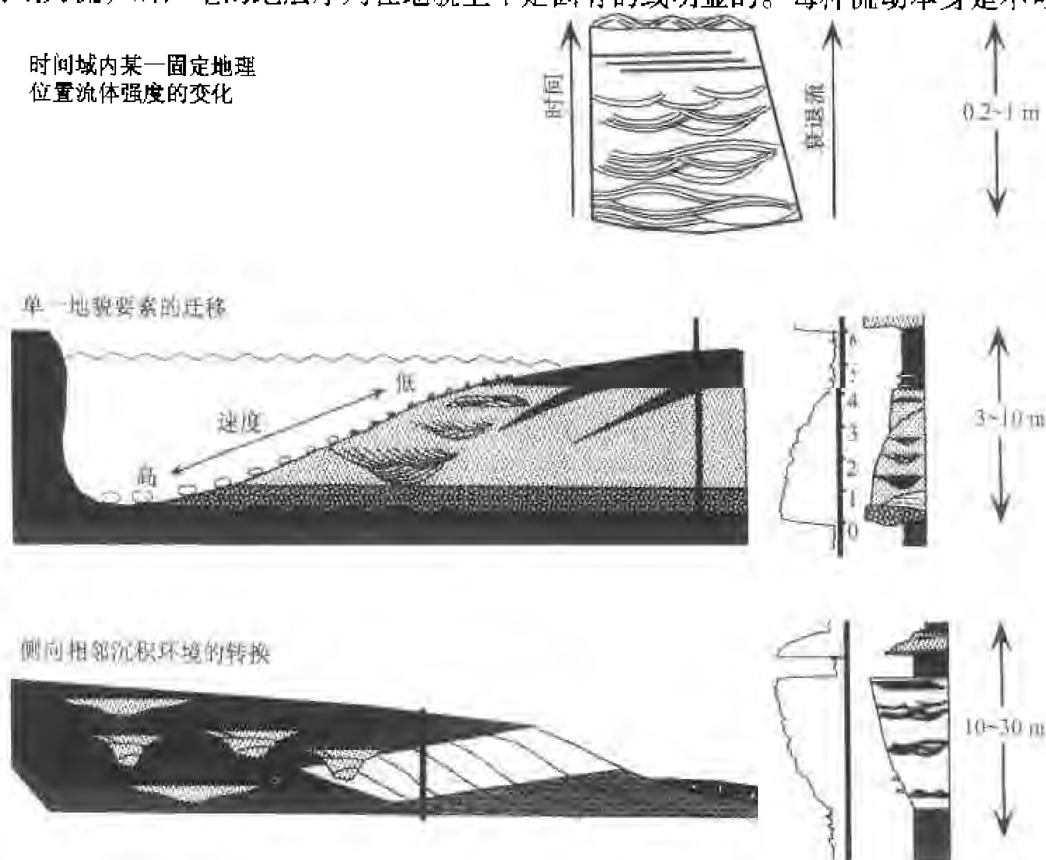


图 9-7　三种相序形成的实例

的事件，但流动事件的序列是可以预测的。而且，由于沉积物在倾斜的沉积表面上堆积，因此该表面的斜度随时间推移因进积而增加或因加积而降低。随着沉积表面梯度的改变，有规律地发生流变学变化的流体（因此岩相也会有规律地变化）停留在相同的地理位置上，形成沉积物重力流沉积的密度和粘度在单一方向上发生变化的地层记录。

相序的另一个成因是地貌要素的迁移，如底形与沙坝（Allen，1962）。在曲流河例子中（图 9-7），点坝是众多的地貌要素之一，它形成了冲积/洪积平原的混杂镶嵌物。然而，随着凹岸侵蚀以及点坝和河曲环状河道的迁移，留下了与河道带大小相等的向上变细相序。因此地层产物比地貌前身更加均匀、有序。

相序的第三种成因是侧向联系的沉积环境随事件的迁移（Gressly，1838；Walther，1894）。在表示前积滨面和侧向联系的陆上和陆架环境的实例中（图 9-7），地貌的拼凑镶嵌状被转换成更有序的“向上变浅”相序，其分布范围大于滨面前积的距离（数十千米）。在进积期间，地貌要素沿进积方向侧向迁移，充填洼地并平滑地形。在堆积的沉积物中，原本清晰的地貌要素界面被“涂去”了，保存下来的岩相多样性减少了。进入地层记录的最终沉积构成突出了相序的“向上变浅”的属性，减少了地貌环境的岩相多样性。

总之，沉积物堆积作用不是地貌要素在瞬时发生的简单的垂向增加，而是部分岩相从其成因环境或地貌的区域分布中转移到堆积的沉积物中。地貌要素与环境随时间发生的地理迁移使原本清楚的地貌和环境的相域边界“模糊”了，减少了堆积的岩相体积和空间的多样性。这种沉积转换减少了容易被移动的和替代的地貌要素的比例、增加了最具有保存潜力的地貌要素的比例。

在特定的时间内与相同的地貌区域内，地层过程确定或影响哪些环境要素之间可以相互替代，并使沉积作用形成的相序和相组合的有序性进一步增加。试想一下海岸线形状怎样作为可容纳空间和沉积物供给之间关系的函数随时间推移发生变化的，在基准面下降期间，当向陆方向可容纳空间降低时，盆地高部位的沉积物存储能力降低，多数沉积物经过海岸平原路过不留并聚集在滨面陆架上。在基准面上升期间，向陆方向的可容纳空间增大，高部位的沉积物储存能力增加，搬运至滨面的沉积物较少（Barell，1912；Cotton，1918；Cross 等，1993）。沉积物供给和沉积物储存能力地理位置变化之间的平衡关系导致海岸线形状变化（图 1-5）（Curtis，1970；Boyd 等，1992；Cross 等，1993）。随着海岸部位河流供给沉积物的增加，海浪和潮流对沉积物再分配从而改变海岸地形方面所起的作用减小，三角洲进一步伸长并发育成舌状体。随着海岸沉积物输入的减少，海岸线变得更加笔直并由海浪所控制。当沉积物供给进一步减少时，海岸因水淹而变成港湾形，近海地区受潮流的影响更显著。海岸地貌的这些变化是沉积物供给与存储能力平衡关系变化的产物，它们制约着出现在相同地貌位置的沉积环境，并因此控制了进入地层记录中的岩相。

沉积控制要素仅是岩相有序性和地层具有重复基调的原因之一。而地层对原始地貌要素保存程度的控制，及将其并入到地层记录中的作用很少引起注意。在许多研究中，我们发现根据可容纳空间与沉积物供给比值在单一方向上的变化很容易理解岩相的多样性、相序和相组合有序性的方式。A/S 值的变化决定了到底有多少原始地貌要素被保存了下来。在低可容纳空间条件下，虽然沉积物很丰富，但单位时间里所聚集的沉积物很少，地层记录中只包含那些最容易保存的地貌要素成分；其他不容易保存的部分在地貌环境中被“吞并”（cannibalized）、冲刷，因此没有进入地层记录。高可容纳空间条件下，在沉积物可以

充填可容纳空间的地方，地层记录中包含了构成地貌环境的多种地貌要素的完整组合。即使地貌要素保存得较完整，或以其在地貌环境中存在的同样比例保存下来，地层产物也远不那么复杂。因为地层控制使岩相多样性与保存方式发生了连续性变化，从而减少了将观察到的相序和相组合分割成多种相模式的需要。一些过渡产物作为地貌要素保存程度的逐渐变化是可以识别的，不必要为保存程度的增加或减少的逐渐变化建立新的相模式。

如果对无限复杂性和多样性认识的误区是正确的，那么地层记录的解释和反演将面临一系列挑战。首先由于这种认识假设地层过程-响应体系太复杂而无法准确模拟，这样就无法建立反演模型。其次它假设相序和相组合与生成它们的地貌环境具有同样的多样性和分隔性。对于同样的沉积环境，它提议将相组合人为的划分成多种相模式。此外它还排除了地层数值模拟得出的相组合构成和几何形状渐变的可接受性。而本文则认为有规律的、过渡性的、有组织的相组合与相序是沉积过程和地层过程控制环境变化与地貌要素保存程度的产物，由此对地层记录能进行有效的解释，并认为反演是可能的。

（六）非惟一性之谜

许多人认识的另一误区是地层程序参数可以以不同的组合方式相互替代，以至于得出相同的地层响应结果，这就是非惟一性神话（Galloway，1989）。这种认识大概是地层反演的最大潜在障碍（Burton 等，1987）。产生非惟一性神话的直觉认识是一个参数的变化可以完全由另一个参数的互补性变化所补偿。例如，认为海平面下降 10m 与构造沉降减少 10m 或者沉积物供给增加了相应体积使水深发生相同的变化产生同样的地层响应（图 9-8）。这个认识的后果是，如果地层资料没有包含足够的信息将多个相互依赖的过程参数的沉积响应区分开来，那么地层反演就是不可能的。

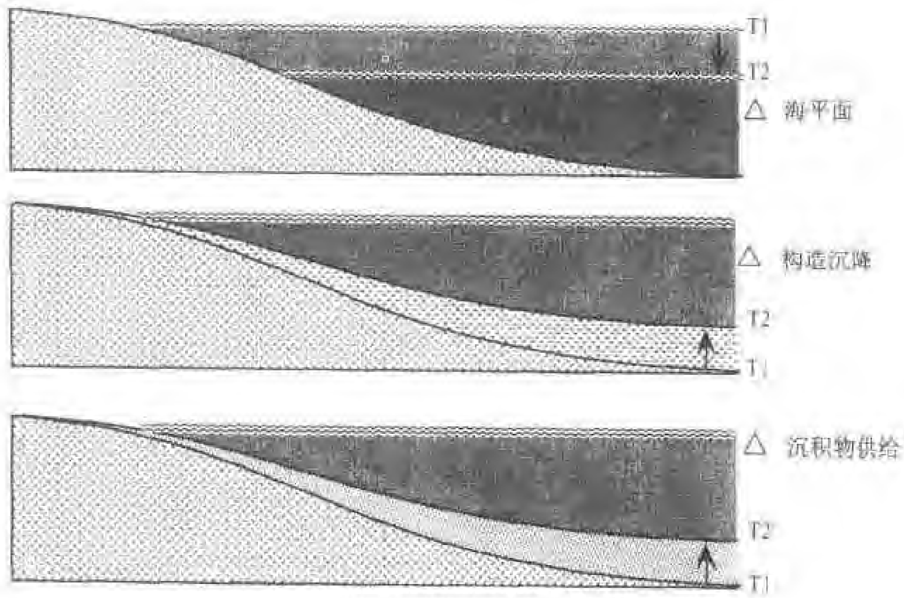


图 9-8　一般认识：地层过程参数可以相互替代并产生同样的地层响应

图 9-9 为三个参数（海平面升降、构造沉降和沉积物供给）值单独变化时的地层响应。每幅图的中部参考模型是相同的。这些模拟表明，尽管所有的过程参数都会对地层的总体响应产生影响，但是不同参数值的变化所造成的地层响应也不同。图 9-9A 表明短期

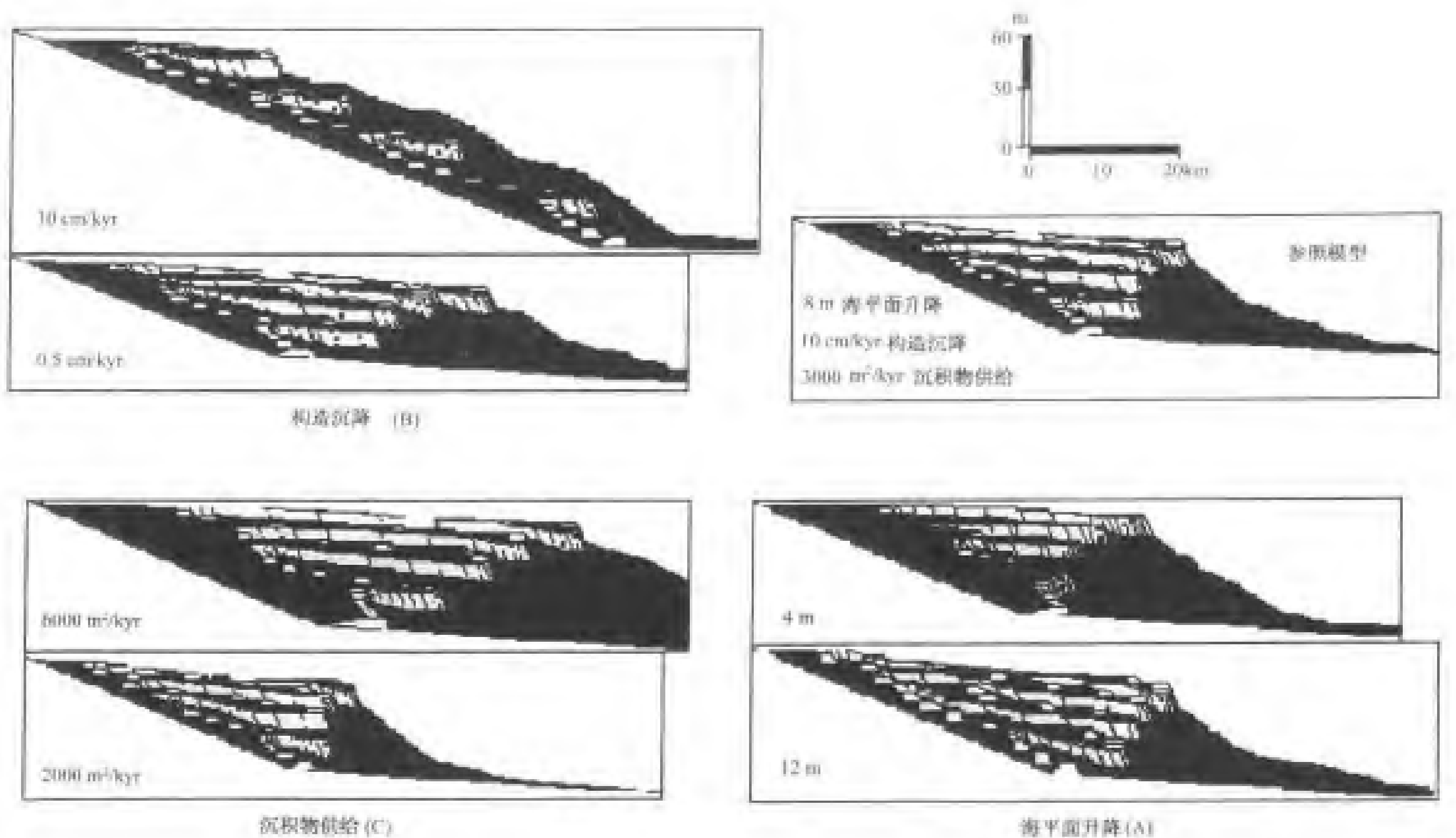


图 9-9 海平面升降、构造沉降、沉积物供给三种参数单独变化的地层响应模拟

海平面升降比其他过程参数能够更强烈地影响沉积物体积分配、旋回对称性、不整合和沉积间断面出现的频率。构造运动和岩石圈强度影响进积/加积单元的叠加样式，地层层序的大型对称性以及盆地形态（图 9-9B）。沉积物供给改变了相域内沉积物的体积和形态（厚宽比），但不影响沉积物体积分配或叠加样式（图 9-9C）。即使在成对参数互补结合的模拟中，也不能获得相似的地层响应，模拟结果可以区分单个参数对总响应的影响。

地层资料所包含的信息量和信息类型足以区分沉积作用对多个相互依赖的过程参数的响应。尽管所有过程参数同时并相互依赖地对地层的总体响应产生作用，但地层几何形态的差异、岩相和沉积物质量分布分别记录了每个过程参数的影响。Bruton 等（1987）早期之所以认为地层反演在理论上是不可能的，是因为对地层性质和地层过程-响应体系的行为有不同的理解。他们的反演地层资料的尝试依赖于地层几何关系的信息含量。对于他们所预想的地层过程-响应体系来说，他们的结论是正确的，但它不适用于本文对地层的理解。

二、对地层过程/响应系统的新认识

本书第一部分已表明本文作者对地层记录的性质和地层过程/响应系统的认识，这些观点的正确性已在许多实际应用中得到证实。概括起来主要有以下几点：

（1）地层过程/响应系统遵循守恒定律。它对控制地层形成的地质过程参数的结合有显著的限制作用。尽管所有的地层过程同时发生作用并对总体地层响应系统产生影响，但每一个过程参数的作用可以在地层中以不同的形式体现出来。

（2）通过地层基准面和基准面随时间的变化产生的地层和沉积学响应可以理解和模拟地层过程-响应系统。地层基准面是一个等势能面，它描述了改变可容纳空间的作用和使沉积物发生侵蚀、分散与沉积过程的地质作用之间的能量平衡。基准面旋回是地层的节拍器，它以能反映可容纳空间和沉积物供给比值（A/S 值）向单一方向增加和减少的地层旋回的形式被记录下来。

（3）地层学和沉积学特征　　堆积样式、地层结构、旋回对称性、相组合与相序、岩石物性等都可以相互补充说明 A/S 值的变化情况。地层记录是有序变化的，运用地层观点可以将从沉积相透视角度所观察到复杂的地层剖面转换成少数有规律的、可预测的地层样式。沉积因素控制了地貌要素的迁移和侧向上有联系的沉积环境。受 A/S 值单向变化制约的地层保存的潜力则减少了可能沉积的基调的数量和复杂性，并控制了原始地貌要素被结合到地层记录的程度。

（4）岩石与地层不连续面的组合记录了完整而连续的时间，时间没有间断，也没有缺失。在时间和作用域内岩石和界面有同样的重要性。从时间和物理联系的四维角度角度透视地层，即结合守恒定律，从地层到界面、从一个位置的地层信息对另一个位置的同期地层或不整合属性的预示，以及对控制地层形成的主要过程参数的分析，表明地层记录中的信息量足以使地层反演成为可能。

第三节　地层反演模型的建立与应用

一、地层反演模型性能分析

（一）反演模型的组成

前面已经谈到，反演模型由三个部分组成。详细了解这些组成部分，有助于解释反演

模型所起的作用。反演模型中的正演模型部分在本章节指的是地层正演模型。正演模型按用户给定的过程参数值（如海平面、构造运动、沉积物供给、负载补偿、地形表面梯度、压实）模拟地层。

反演模型中的第二部分，即用于与正演模型输出结果相比较的观察资料的地层数据非常重要，关系到反演模型的成功和准确性。数据的类型和质量、数量和取样，决定了反演模型法是否可行，影响着反演模型预测的准确性。数据库由一组可以与正演模型的输出相比较的观测数据组成。进行地层反演的观测数据包括：岩石类型、结构、相分布范围、几何形态、古环境及地形和岩石特性，但并非限于这些。反演模型中用的观测数据是受正演模型输出的合成数据限制的，它们之间是定量的、可比较的。例如，如果正演模型模拟粒度分布，那么，岩石结构就是可观测的。如果模型要预测地层几何形态，但地层几何形态并不知道或从地层数据也得不到，那么，这种观测数据值就不能用。同样，如果自然放射性或密度资料可由测井资料获得，但正演模型模拟不了，这种观测数据也不能用。

这两个组成部分是由第三部分联系起来的，即由数学反演算法联系起来的。反演算法将正演模型的输出值与相应的观测数据相比较。例如，在五口井中，观测到的相序厚度值应与模型预测的处于同样地层和地理位置的相序和相序厚度比较。将观测值和预测值比较之后，反演算法立即调整一组过程参数值，以使正演模型下一次运行的预测值与观测值能更好地匹配。该算法不停地调整预测值和观测值之间的差别直到最小为止，以达到最佳匹配。这一系列模型结果，确定惟一解的边界范围，若该范围内包含有真实的部分（与观测值相同），则计算结果就成功了。

反演模型开始计算时需要每一过程参数的初始值。通过系统的迭代计算，反演模型即刻修改过程参数值，直到达到预测值与观测值最佳匹配为止。实际上，要运算成功，需要分布范围较宽、配合好的初始输入值。这样能保证搜索到整个模型空间，找到最佳匹配，获得唯一的过程参数集合及其相应数值。如果模型重复覆盖这些过程的相同数值，经过搜索整个模型空间，经过从不同的初始值开始计算，也有可能获得边界唯一的结果。没有那一种反演法或建模方法能保证，能绝对可能地达到惟一的条件。但通过用合成的或真实的数据进行实验，人们可以相信，该方法是准确的，具有分布边界的唯一解是可以达到的。

反演模型的输出值是正演模型参数值的最佳估计值，包括这些值的不确定性。应用反演模型的估计值和不确定性，可做出每个参数的概率或累积概率图。于是，人们就可以用过程参数值集合运算正演模型，其中每个参数的不确定性决定了预测地层的概率分布。这一系列模型结果中应有正确的模拟值，而所有这一系列结果值都在一定计算不确定性中与真实地层（观测值）相近。图 9-10 是取自一系列反演模型预测总体的样本值。

图 9-10 所示的一系列地层预测值从视觉上观察都很相似，但如果人们用定量方法计算误差，模型结果实际上是相差很大的。在定量描述时，厚度、地层位置、相分布的较后期的扩展部分都是有很大差别的。正如 Lerche、Lessenger（1998）讨论的那样，数据的视觉比较是很薄弱的，模型估计的过程参数值则更准确、更有用。

因为反演方法估计了所有参数值的可能分布范围，因此，该方法提供了一种评价控制地层结果的各参数的敏感度、相互依赖性和相对重要性的手段。该方法决定了过程变量所取值的准确性，其中，这些变量是从正演模型已知限制性为基础的一组数据集中提取出来

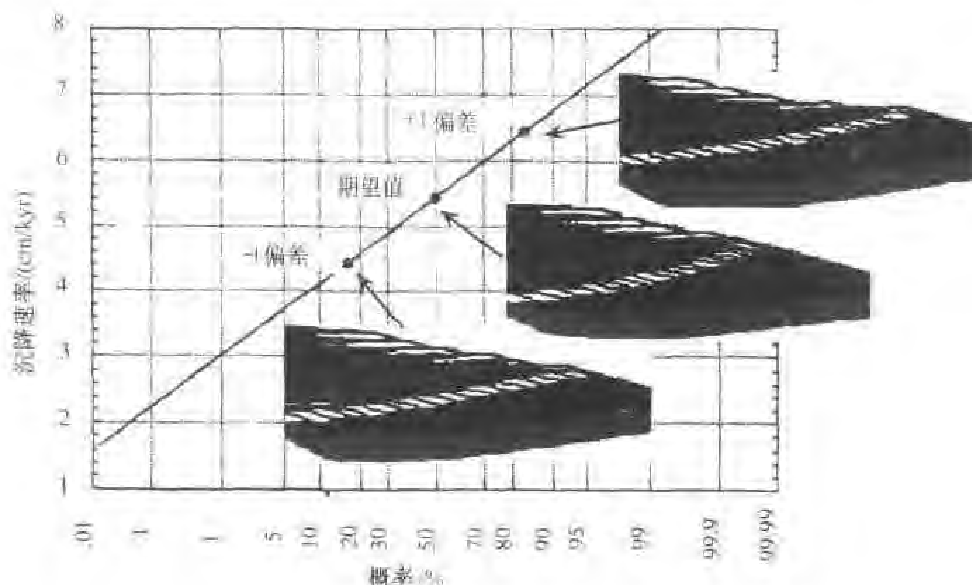


图 9-10 具六个地层单元的一口井的地层概率预测

的。该方法决定了数据集的时间、空间取样过程，也决定了已建立起来的预测值和响应值之间的关系程度。该方法对数据数量、类型、取样频率提出了建议，这对地层数据的更准确、精确地反演是非常必要的。同时，该方法可识别出哪些参数对一系列可能的模拟结果的误差贡献最大和不确定性贡献最大，并能指示哪种类型信息对降低误差和不确定性最有效、最经济。

（二）数学反演算法的优点

除数学反演方法外，还有更简单、省时的方法，用来从地层数据中估计过程参数值，包括试错法、线性搜索法和单参数估计法等。

在试错试验中，一个解释者多次运算正演模型，尝试着将一个模型与特定的观测值或解释结果相匹配。在运算每个模型时，参数值都要一个个修改或是按集合修改，直到解释者用视觉比较判断，认为模型输出值与观测值相匹配为止。与地层反演法比较，这一过程要花更多的时间，而且对观察值的匹配准确度低。由于修改的类型和数值是以解释者的判断为基础，因此没有考虑有关盆地的知识。图 9-11 比较了试错法和地层反演法的效率与准确度，当然，地层反演法受尝试达到同一目的的用户的经验限制。但根据作者的经验，反演模型总是比有经验的解释者更快、更准确地匹配地层性质。

试错模拟的局限之一，就是缺少仔细的客观度量，以便决定要修改参数值的那些集合，达到模型预测值与观测值的更好匹配。解释者假定一个或两个特别参数与一个地层属性有关，然后调整这些值希望能得到改进。局限之二，缺少一个客观度量来判断预测值与观测值不匹配的程度。那种模型预测与观测值或地质解释匹配是以解释者主观判断而定，一般是按视觉比较确定的。应用试错法，人们不能确定为什么一个正演模型与观测地层相匹配，而为什么另一个模型却不匹配。人们不能度量非惟一性，或评价什么时候能得到一组最佳参数集合。而反演法在达到匹配的这一过程中，效率更高，因为该类方法同时从 n 维角度对模型预测值和观测值进行比较，不断地在正确方向上调整参数以达到最佳匹配。

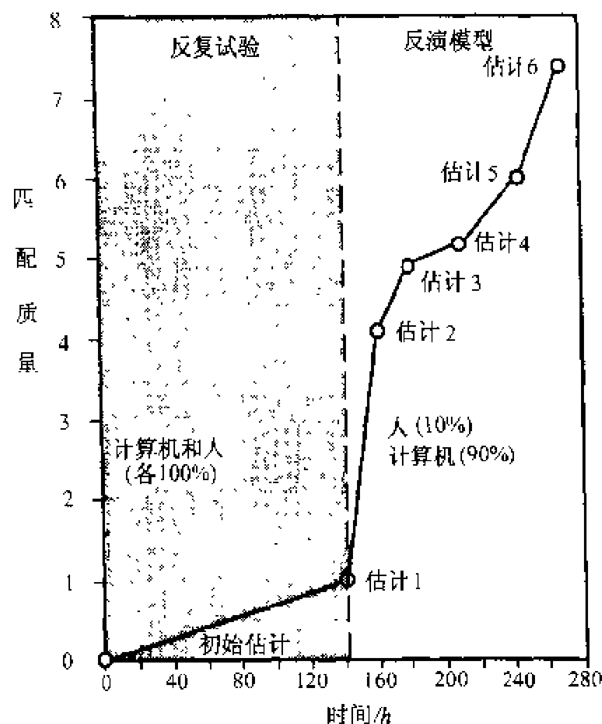


图 9-11 反复试验法和反演模型解释的效率和精度的比较

单一参数估计的线性搜索方法，对试错法有点小的修改。解释者并非主观地修改参数值，而是对选定的参数系统地从低到高值进行修改，搜索可自动进行。因此，计算上比试错法要快得多，但该方法没有克服试错法的任何局限性。最重要的是，解释者不能肯定是否得到准确的匹配。要按线性搜索法有效地确定是否达到最佳匹配，必须系统搜索整个模型空间，找到有效的匹配。假设有 n 个参数，那么，就必须在一个 $n+1$ 维表面产生一个线性搜索，实际上，因为产生这样搜索费时而不可能，所以，线性搜索法仅同时用于有一个或最多两个以上参数的时候。

虽然线性搜索法比试错法更快、更系统化，但其结果却不是很准确。图 9-12 比较了线性搜索实验和数学反演法实验的结果，所用数据是合成数据，"真实值"是已知的。在做线性搜索和反演模型实验时，用与真实值相差较大（大于一个标准偏差）的参数数值开

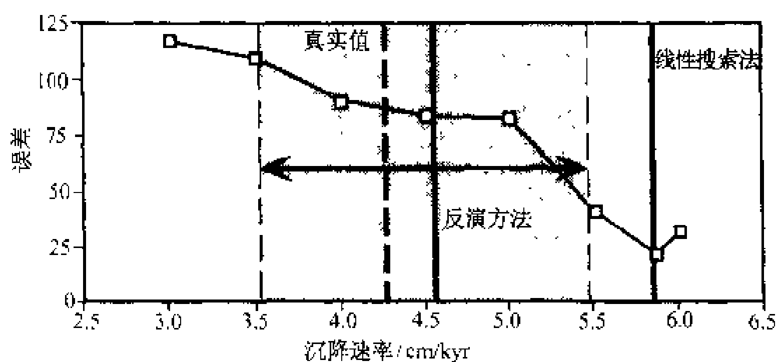


图 9-12 同一数据组反演模型法与线性搜索法精度的比较

始计算。由线性搜索法估计的构造沉降值很不准确，因为真实值并没有被包含在所估值的标准偏差中。与其对照，由反演法估计的构造沉降值在其标准偏差中，则包含了真值。线性搜索法之所以失败，是因为它假定了诸多参数值（不是一个或两个）系统变换的值都是正确的。所以，线性搜索法很少在其他学科领域作为参数估计的惟一方法。

线性搜索法假定，地层过程响应系统是单变量的，最多是双变量（bivariate）的。而数学反演法则是更准确地估计了参数值，因为反演法假定地层过程-响应系统是多变量的，并且所有过程参数值都经过同时调整，以便达到预测值和观测值之间的最佳匹配。

有许多方法可从地层资料中对一个单参数进行估计。例如，可用傅里叶分析方法，应用测井曲线对海平面变化曲线进行估计。显然这些方法，可用于找到模型和观测值之间更好的匹配，但这些方法都假定所有其他参数值都是正确的，并且假定地层过程-响应系统是单变量的（univarite）。因为地层系统是多变量的，所以，这些方法都像线性搜索法一样，对参数值作了不准确的估计。

数学反演法克服了其他参数估计方法的缺点，同时具有其他方法所不具备的优点。反演方法不仅对多个过程参数的取值和频率，而且还对估计值的范围和误差作了估计。反演法提供了一种方法，用以评价控制地层形成的各参数的敏感性、相互依赖性和相关重要性。它决定了过程参数值的准确性，这些参数都是从以已知的正演模型为基础的一个数据组中、从该数据集的时间、空间取样以及对已建立的过程和响应关系的相关程度中提取的。由此表明，数据的数量、类型和取样频率对于准确、精确地对真实地层数据进行反演是十分必须的。

（三）反演模型的局限性和误差来源

要得到一个好的反演结果，必须认识和理解地层记录和地层过程-响应系统，组成反演模型的正演模型必须能恰当地代表和模拟地层过程-响应系统，而且，数据的获取、测定和解释都要正确。这三方面中的任一方面出现问题，都会降低反演预测结果的准确性，增加不确定性。如果地层数据的类型、质量和数量包含能反映过程参数的足够信息，诸如反演算法能区分不同的参数和不同的参数集合（组合）产生的地层响应，那么，反演法则是可行的。

在几种条件下反演结果会不足以相信或不可靠。如果地层过程参数产生的地层响应是可交换的，即一个过程参数可以代替另一个过程参数，二者输出结果相同，那么就不可能有可信的反演结果，因为结果是非惟一的。当反演模型不能区分产生的两个或更多的参数对观测值的相对贡献时，就没有必要按正确方向调整正确参数，也没必要通过适当的计算次数达到与观测数据的更进一步匹配。获取过程集合的唯一结果，需要观测数据包含能反映过程-响应相互作用的足够信息，于是，反演模型就可判别出哪些参数需要调整。数据中包含的信息量大部分依靠用于估计过程参数的数据类型。

本文用合成数据评价这个非惟一的问题。如果仅把地层几何数据当作地层反演的数据类型，像 Barten 等（1987）论文中所提出的，那么地层反演法是不可能成功的，因为结果是非惟一。然而，如果把地层对比单元内相分布厚度作为数据在反演模型中使用时，反演法是能成功的（Lessenger 和 Cross，1996）。

如果认为地层过程-响应系统是变化不定的、不可预测的，那么，要想用反演法求得可信的结果是不可能的。一个推论的条件要用到正演模型中，如果正演模型表现不稳定或

缺少基本限制（如物质的保存作用），那么，反演法是不可能成功的。举一个例子，如果认为地层模型是以稀少的、杂乱的、灾变事件为主，这些时间提供了地层记录的主要组成部分，那么，反演法的预测值与观测值之间就不可能达到惟一匹配。总之，反演建模方法中无疑的假定之一就是，在地层响应与产生地层响应的过程参数或参数的集合之间存在着内在联系。

如果从一个局部地区获得的地层信息，不能提供其他地区的有关地层过程和响应的信息，那么反演法是不可信的。地层反演建模法假定，沉积堆积、剥蚀、沉积物搬运和非沉积等作用由物质在时间、空间中的保存作用联系起来；如果在某处以剥蚀作用为主，那么在其他某些地方沉积就一定起主导作用。如果地层反演模型或者观测数据集不能解释这种联系，那么，反演模型就不会找到正确过程参数值。例如，如果用在观测文件中的地层数据是按以下假设收集的，即在一段时期内，沉积物在侧向上有联系的环境中堆积，沿剖面上没有剥蚀、搬运或沉积非补偿作用，那么，反演法就会失败。因为一个正确建立的正演模型，将按照物质保存定律对沉积物进行分配（Cross 和 Lessenget，1998）。

如果正演模型是一个差的地层过程-响应系统模拟器，或如果观察的数据测得不正确或解释错误，那么反演法就会产生一个不真实的、有错误倾向的解释。在第一种情况下，正演模型模拟了不正确的、不符合实际的地层，或用错误的假定和算法来描述地层过程-响应系统的性能，于是，就会产生难以与地层观测数据正确比较的预测结果。假如预测值和观测值碰巧相同，所得的匹配值是很偶然的。例如，100 m 深的滨面（或 100 m 厚滨面相）并不存在，要是一个正演模型产生一个 100 m 深滨面的模拟就不能与记录的观测值正确比较。同样，如果某一地层段被描述成上覆在陆架泥岩上的河成砂岩，这一解释意味着相域向下的显著迁移，但事实上是相序的正常变化，那么，即使正确的正演模型，也不会复制出不正确的观测数据。

总之，地层反演建模法，可能产生的错误可分为三类。第一类：正演模型逻辑和算法上的错误，它会产生不真实的模拟，只会碰巧匹配上观测数据，正演模型的错误可能是因为将地层过程-响应系统过分简单化而产生错误，也可能是因为不正确的逻辑或规则公式，或是因为不正确的地层过程-响应系统的性能假定。第二类：用于与正演模型预测结果相比较的数据库存在错误。这些错误可能是实际上的（如，相确定不正确或测定年龄的错误），或因为分辨率不够、质量或类型不当，造成反演模型难以区分过程-响应的相互作用。第三类：反演模型设计中的错误，这种数据中含有许多“噪声”，使反演模型仅找到一个“较好的”匹配，但并非是最佳的，以至于无法确定惟一结果。

二、地层反演应用实例

以位于科罗拉多州 Sun Juan 盆地白垩纪的 Mesa Verde 碎屑岩楔状体地层反演为例。首先描述正演模型的假设和运行过程，然后介绍用于与正演模型预测值相比较的地层数据的类型，接着解释反演模型的逻辑和数学算法。同时，图示了反演计算的结果，指出了模型预测值和观测的地层数据的差别。虽然本文介绍的是正演模型、数据和所用的反演模型的特殊实例，但仍是地层反演模型早期发展阶段的范例。任何补充的正演模型、观测的数据以及独立的反演模型算法都可以替代使用。

本文介绍的正演模型是一个二维地层模型，目前尚未将地层反演法用到三维模拟中。作者正在构建一个三维地层反演模型。如果用保存物质的三维地层正演模型，可以预计三

维数据集的反演是可信的，能产生满足边界准一条件的结果。

（一）正演模型描述

本文描述大陆到海相陆架环境硅质碎屑岩的二维正演模型。该模型适用于任何构造盆地类型，包括同沉积断裂活动背景（见 Lessenger，1993，Cross 和 Lessenger，1998 有关于该模型的进一步描述）。该模型建立在地层基准面原理（Wheeler，1964）和 A/S 比值、流体力学和势能及所产生的沉积相之间的关系基础上。过程参数包括海平面升降、构造运动、沉积物供给、沉积地形和与响应构造、热负载的弯曲补偿。侵蚀、搬运和沉积物沉积、都由地层基准面的计算近似值所控制，几何形态来自作者对多种沉积环境中的地层学、沉积学、岩石学的和地貌过程-响应的相互结合的经验认识。

正演模型中的过程参数是按单数值或更复杂的描述参数的函数式表示的。例如，你可以将构造沉降转换成一个简单数值，或转换成一个数学函数，来描述与距离和/或时间相关的构造沉降（图 9-13）。一个参数函数可以是线性的(例如,线性增加或减少构造沉降)，或是正弦曲线性的(例如,短期海平面升降)。一旦这些参数表示成数学式,其值即可以向量形式 P 用到反演模型中。作为一个实际问题,我们把参数函数式或其值写出来,是为了在反演计算中用最少的计算时间,而不用过分简化地层过程值。要是转换成每个点上的海面变化曲线值,这是不切实际的,但转换成两个时间之间海平面升降变化则是可行的。

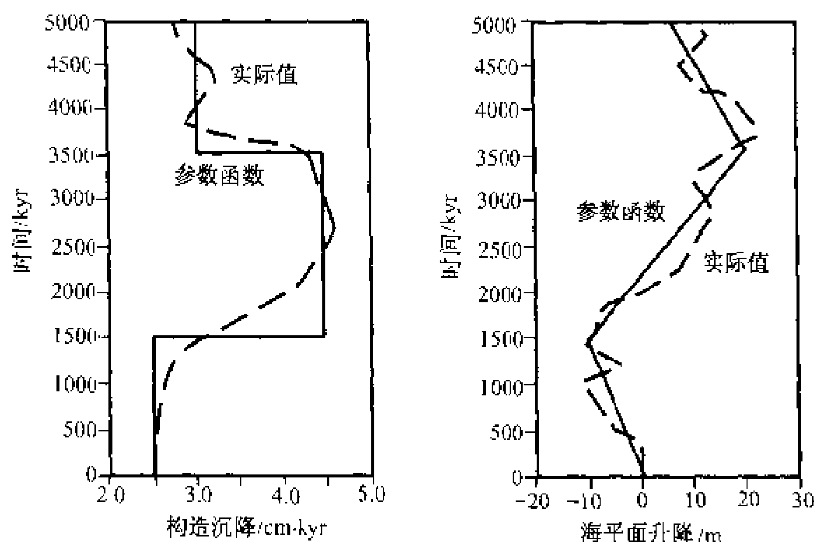


图 9-13　构造沉降和长期海平面升降的参数函数图（实线）

模型中假定，沉积的堆积作用和保存作用是由构造沉降和海平面变化导致可容纳空间的增加和减少控制的。海平面升降变化、盆地沉降和对表面负载的弯曲补偿与模型时间步长（1～30 kyr）都是瞬时相关的，这个假设说明、在模型平衡的时间步长里，地表与形成可容纳空间的过程是均衡的。

该模型计算出了海岸平原、滨面、浅海陆架等相域沉积物的体积（二维模型中指面积）和几何形态。这些相域的沉积物堆积在基准面旋回之间的进积作用/加积作用单元中。该模型也计算了作为进积/加积作用界面的剥蚀、路过不留非沉积作用和非沉积饥饿面的分布区域。

假设地表向地层基准面（在模型的步长内被计算）运动，模型在可容纳空间内（地表位于地层基准面之下的地方）分配可得到的沉积物。在地表位于计算的基准面之上的地方，地表被侵蚀到用户定义速率的最大值。预算的沉积物量（侵蚀的体积加填加到模型每一步长内的沉积物体积）向斜坡下方搬运直到地表位于地层基准面之下可能堆积的地方。地层基准面不是海平面，沉积物可以路过位于浪基面和地层基准面之上的陆架部分。当模式步长内沉积物供给被消耗殆尽时，由于沉积物供给不足，可以存在仍保留可容纳空间的地方。沉积物分配时，模型保存沉积物体积（二维是面积），所有沉积物均进入模型中，而且所有侵蚀的沉积物均被分配到模式边界内。

（二）地层观测数据描述

在众多的可观察的地层数据中，必须选取那些能提供最多信息的数据，那些能让模型区分开过程—响应的相互作用的数据，那些最普通的、有效的数据，那些具有最小模糊性和不确定性的数据。如果所观测得的数据库是由不确定的或模糊的信息组成，即使是再强壮的正演模型、再强有力的反演算法，也不会有多高的价值。

在模型发展的这一阶段，作者在测井曲线、岩心中选取了数据类型，但尚未从地震数据中选取其他有效信息。一般说，在地层反演法中，附加其他类型的数据，则会提高计算结果的准确性，减少不确定性和错误。测井曲线经过与岩心、露头对比校正和解释，可分辨出三种沉积相—陆相、滨面和陆架相，与正演模型的输出相一致。陆相包括所有非海相地层，滨面相包括在海岸线和正常浪基面之间的所有海相地层。陆架相包括在正常浪基面之下的陆架上的所有海相地层。作者选取这三类沉积，是因为可以从取心和测井曲线数据中不容怀疑地识别出来。

对于反演模型，按向量形式，O（x，u，f），输入每口井的每个地层单元相的厚度，其中 x 表示井位置，u 表示地层单元，f 是相域（表 9-1）。正演模型输出一个依赖模型参数（P）、M（x，u，f，P）值的可比较的数据集。

表 9-1 反演模型中一些输入数据的实例

井 1	实测厚度 m	
单元 1 (0 ~ 1500 kyr)	陆架	64
	滨面	36
	河流	0
单元 2 (15000 ~ 1700 kyr)	陆架	0
	滨面	0
	河流	35
单元 3 (17000 ~ 1900 kyr)	陆架	0
	滨面	0
	河流	33
单元 4 (1900 ~ 2000 kyr)	陆架	0
	滨面	0
	河流	0

这些地层单元也许可按任何概念、方法或原则进行定义、可以按期望定义粗些或细些。其基本要求是，所有被划为地层单元的沉积相中的地层，都聚集在该单元的时间边界以内。不正确的地层对比，实质上表现的是在横剖面上物质的不平衡。如果地层单元中包含了或是多的或是不足的沉积物质，由于反演模型试图按观测数据集匹配厚度和相域，就会从一个地方向另一个地方挤压沉积物。由于物质非平衡是按不正确的对比增长变化，反演模型将修改地层的其他方面，如堆积样式，以便匹配厚度和相域。

通过用合成的、限制很好的真实数据集做实验，作者发现，低分辨率、正确的对比要比高分辨率、不正确的对比产生更准确的结果。通过观察模型性能，作者常能识别对比不正确的地层和地理位置，并能提出从物质保存角度看更有意义的对比方案。

（三）反演模型的描述

反演模型是一种数学算法，可以计算正演模型处理的各参数的数值，对模型数据和观测数据提供最佳匹配。反演模型算法利用正演模型的性能以及模拟出的与观测的数据之间差别的位置和大小，达到最佳匹配。

有许多可行的数学反演算法。我们采用 Lerche（1996）设计的反演算法，这种算法是准确的，比交互式算法计算费时少。Lerche 的反演算法结合线性和非线性算法，以减少在局部最小收敛的共同问题，达到全局最小收敛。第一步迭代计算是用非线性搜索方法（公式 5）。非线性搜索并非梯度下降算法，虽然它用到梯度下降，但它既不是蒙特卡罗法，也不是成因法。经过非线性搜索，反演模型对每个参数分别产生一个粗的线性搜索。这个步骤的效果是，数据产生来回变化，保证该模型向正确方向按全局最小继续计算，然后得到最近数据，保证正确修改正确参数的数值。下面就描述 Lerche 的反演算法。

定义 N 个参数的向量为：P_1，P_2，…，P_n，…，P_N。因为反演模型中不同参数会在尺度上有很大差别，所以，每个参数都经过标准化处理，其值分布在［0，1］，将每个参数的最大、最小值定义为 P_{min}和 P_{max}。反演模型在 P_{min}与 P_{max}之间寻找一些可能数值、如果反演模型需要超出该范围之外的值、模型将仍“跳入（bump）”限定的范围之内。例如，反演模型需要比用户定义的 P_{max}大的值，模型在数次尝试中将选择 P_{max}值。

新参数向量“a”是由最小和最大值计算来的：

$$a_n = \frac{P_n - P_{minn}}{P_{maxn} - P_{minn}} \tag{1}$$

其中，$0 \leqslant a_n \leqslant 1$ (2)

这种简化有两个优点，首先，所有参数在反演法中尺度一样，由此，可减小数值上的差别；第二、反演法受地质真实值的限制，反演模型不会浪费时间去测试地质上不真实的参数值。

观测数据中的一个向量 I，定义为 O_1，O_2…，O_I，每次正演模型运行，可按下式计算出观测数据和模型数据向量的差别 d，

$$d_i = M_i\ (x,\ u,\ f,\ a)\ - O_i\ (x,\ u,\ f) \tag{3}$$

其中，d，M 和 O 是 I 维向量，用这些差值、可计算目标函数 X^2，

$$X^2\ (a)\ = I^{-1}\sum_{=1} \frac{1}{C_m^2}\ (M_i\ (x,\ u,\ f,\ a)\ - O_i\ (x,\ u,\ f))^2 \tag{4}$$

其中，C_m 是表示或者观测数据或者模拟数据中的不确定性量，用线性代数表示、公

式（4）可表示为 $X^2(a)=d^TC_m^{-1}d$。

反演模型的主要工作是使 X^2 最小，用加权最小平方法，按理数算法，反演模型将确定各参数（a，a_2，…，a_N）的数值，以使模拟的数据真正和真实数据相匹配，且 X^2 为0。事实上，模拟的和真实的数据决不会真正匹配。因此，我们试着找到使差值最小的各参数值。C_m 是一个带非对角线0值的矩阵，通常情况下，C_m 对角线上的值为1。然而，如果模型输出或数据值不确定，那么就要将 C_m 对角线上的值设为0到1之间的数值，告诉反演模型对数据值有多大可信度。如果反演模型并不很信一个数值，该模型就不会努力去达到与数据值相匹配。

运行该模型时，用户要给反演模型每个参数赋初始估计值，然后用反演算法迭代计算，以便提高估计值。当前非线性迭代是第 K 步，即经过了 K 步非线性迭代计算，那么，按非线性迭代方法，第 $K+1$ 步迭代计算时，每个新参数估值是以之前的第 K 步参数估值为基础的。

$$a_n(k+1)=a_n(K)\exp\left[-\tan\left\{\alpha_n\delta_n^k\frac{\partial x^2(a^k)}{\partial a_n^k}\right\}\right] \tag{5}$$

$$\text{其中 } \alpha_n=\left|\frac{\partial x^2(a^0)}{\partial a_n^0}\right|^{-1}\ln\left\{1+\frac{1}{ka_n^0}\right\} \tag{6}$$

$$\delta_n^k=q_n^k/\left[\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}q_n^k\right] \tag{7}$$

其中，K是非线性迭代次数，并且 $q_n^k=\frac{|a_n^k-a_n^{k-1}|}{a_n^k}$ (8)

公式（5）中，每个新参数值都是依据先前的参数值和对目标函数 X^2 梯度值的数学推导。

$\frac{\partial x^2(a^k)}{\partial a_n^k}$ 这一项是当前参数估计值 a^k 的 x^2 梯度值，算法的这一部分与降梯度反演法相似。方程（6）中的变量 α_n，对每个非线性迭代是一个固定值，并且与非线性迭代次数 K 有关，初始参数值（a^0），x^2 的初始梯度为 $\frac{\partial x^2(a^0)}{\partial a_n^0}$。如果初始梯度值低，$\alpha_n$ 就会变得大一点，反演模型就会更快地改变参数值。结果，反演模型就会最快地修改那些初始敏感的参数值。变量 δ_n^k 起的作用与 α_n 相反，δ_n^k 随参数值连续增加变化而增加，结果，反演模型就最快地修改敏感参数。α_n 和 δ_n^k 所起相反作用，就是使这个反演算法达到有效。

公式（5）经过 K 次迭代计算，反演模型反过来做粗略线性搜索。这一样，反演模型在 P_{min} 和 P_{max} 界限内试算几个参数值，查找模型空间内是否存在一个区域，可能找到更好的匹配。线性搜索可以帮助模型跳出局部最小值，找到全局最小值。虽然还没有什么搜索方法能保证找到全局最小值，按我们的经验，用合成数据和真实数据，我们发现这种搜索方法是准确的，因为它很少陷进局部最小值里，而且，用合成的数据做实验，它还可以找到正确的参数值。

虽然理论上正演模型能立即计算出每个参数，但是由于计算速度上的限制，有时需要减少大量的参数，减少到一定数量。我们一般一次转换成大约10个参数。这一般不会损失反演法的准确性，至少有两个原因。第一，我们发现，反演模型对混合后参数更少的敏

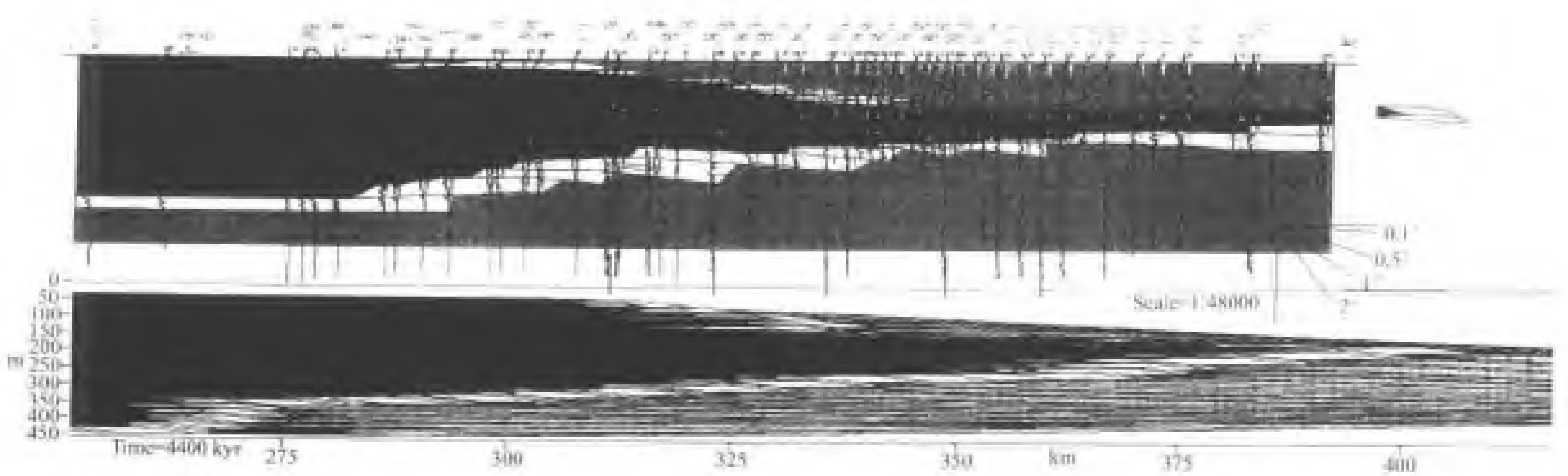


图 9-14　San Juan 盆地 Mesa Verde 组实际观察地层（上部剖面）与最佳估计地层反演模型预测结果（下部剖面）的比较

此剖面的比例尺，纵向相当于横向的 40 倍

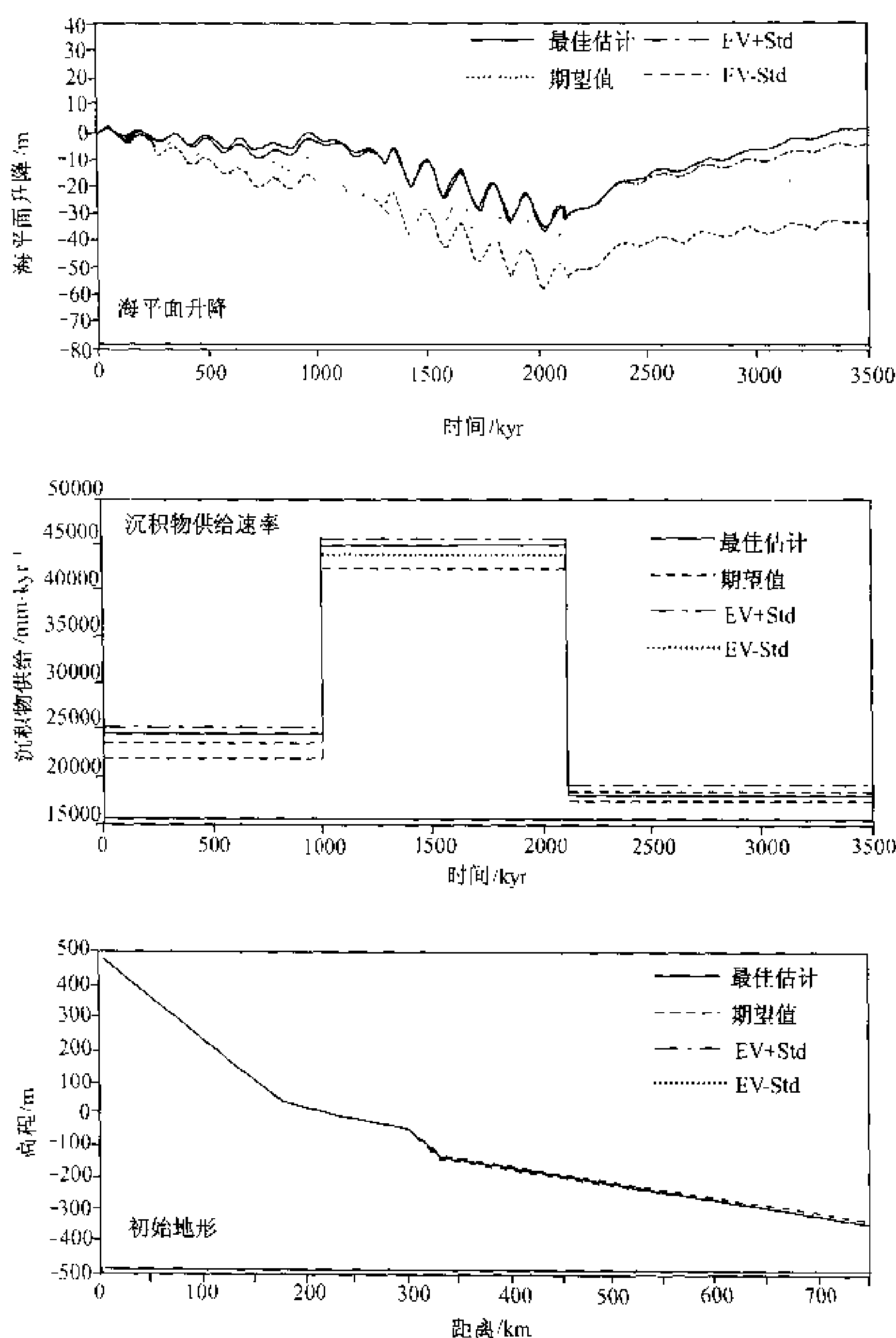


图 9-15 反演模型估计的 Mesa Verde 剖面的海平面升降、沉积物供给速率和初始地形的参数值

感，若参数数量增多，就缺少敏感性。结果，需要做较好的工作，调整这些参数值，才能达到与观测数据有好的匹配。第二，像其他反演问题，要转换为参数集，效率就更高。方法是，先转换成一个参数集，如构造沉降、长期海面升降，初始地形和弯曲的刚体，这个参数集达到一个好的估计值后，我们再转换一组新的参数集，如构造沉降、长期和短期海面升降和沉积物供给。

用 Lerche 定义的方程可计算不确定性。我们假定，在 P_{min}、P_{best}、P_{max}之间有一个三

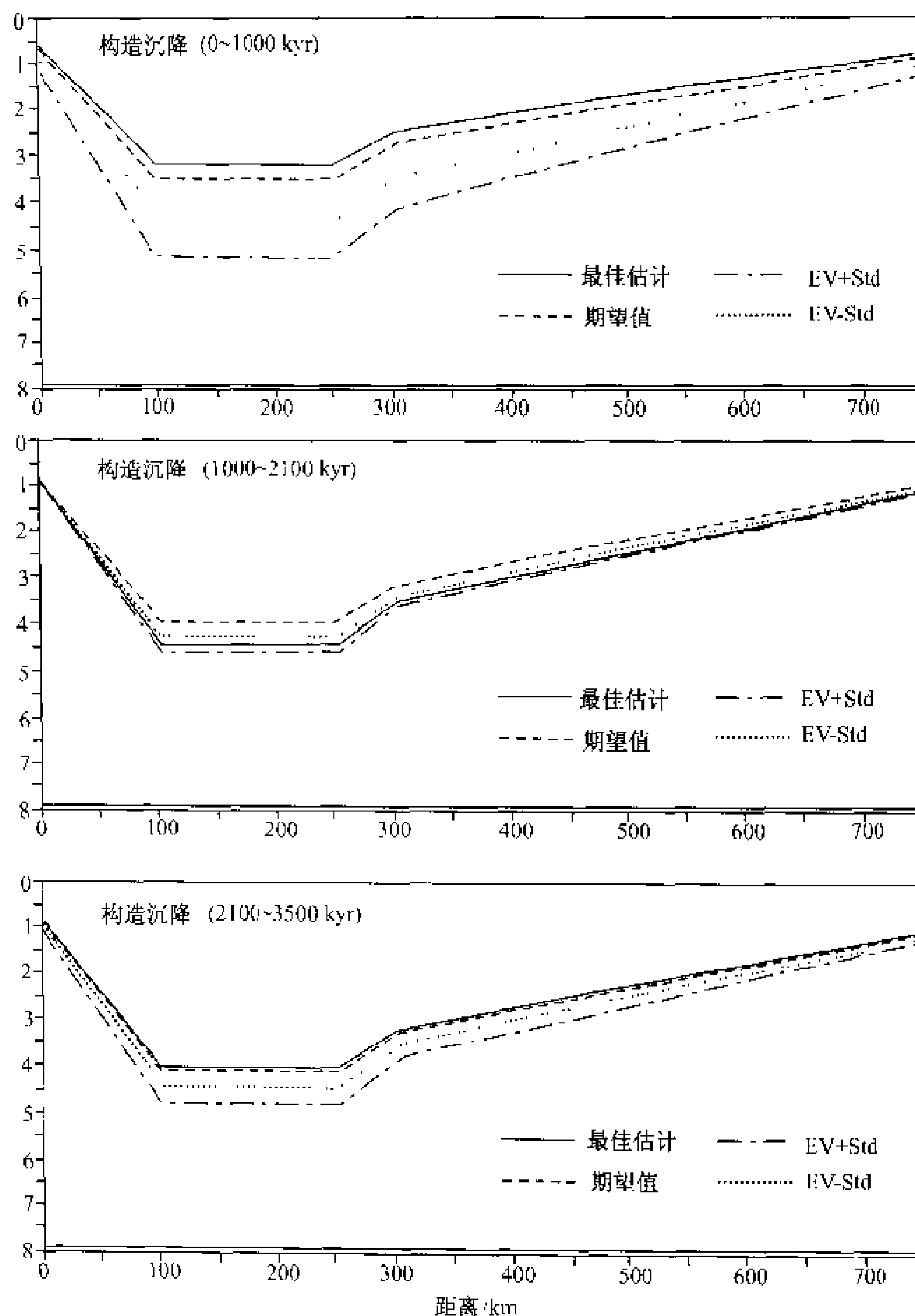


图 9-16 构造沉降为反演模型估计的时间和距离的函数

角分布，从中又可按反演模型模拟的结果计算出新的 P_{min}，P_{max}，P_{best}，就是具有最小误差的参数估计值。P_{min}，P_{max}的新值分布在反演模型每个参数的估计值中，且与低误差有关。应用三角分布的优点是，计算简便，也许还要强壮些。我们不知道用于反演模型中的各参数的值实际是什么分布，而且要计算出它们的话，要花费许多计算时间。所以本文中，我们对一方法计算不确定性，还不是很满意，我们还要发展一种改进的算法。

（四）San Juan 盆地 Mesa Verde 组数据集的反演结果

测试的地层反演法实例之一是位于科罗拉多洲西南和新墨西哥洲西北面的 San Juan 盆地 Mesa Verde 组的楔状碎屑岩地层。该盆地钻井密度很大，大部分地区井距控制在 440 m

以内、沿盆地边缘出露了完好的 Mesa Verde 组地层。有一部分取心资料，可用于校正测井曲线。此外，科研组人员十分了解进积/加积地层单元构成的地层的相域的空间分布特征。

用于测试反演模型的一部分测井资料如图 9-14 上图所示。图 9-14 下图横剖面为以五口井资料为基础反演模型作出的地层预测。输入反演模型的数据为每口井中每个对比单元每个相域的厚度。一旦反演模型得到一个最佳结果（实际上是一组相似的最佳结果），然后就依据反演目的不同预测了整个盆地（或储层），）地层单元和相域的分布、体积和几何形态。该剖面是这些最佳结果中的一个，图 9-15 和图 9-16 为该模型计算所用的参数值。

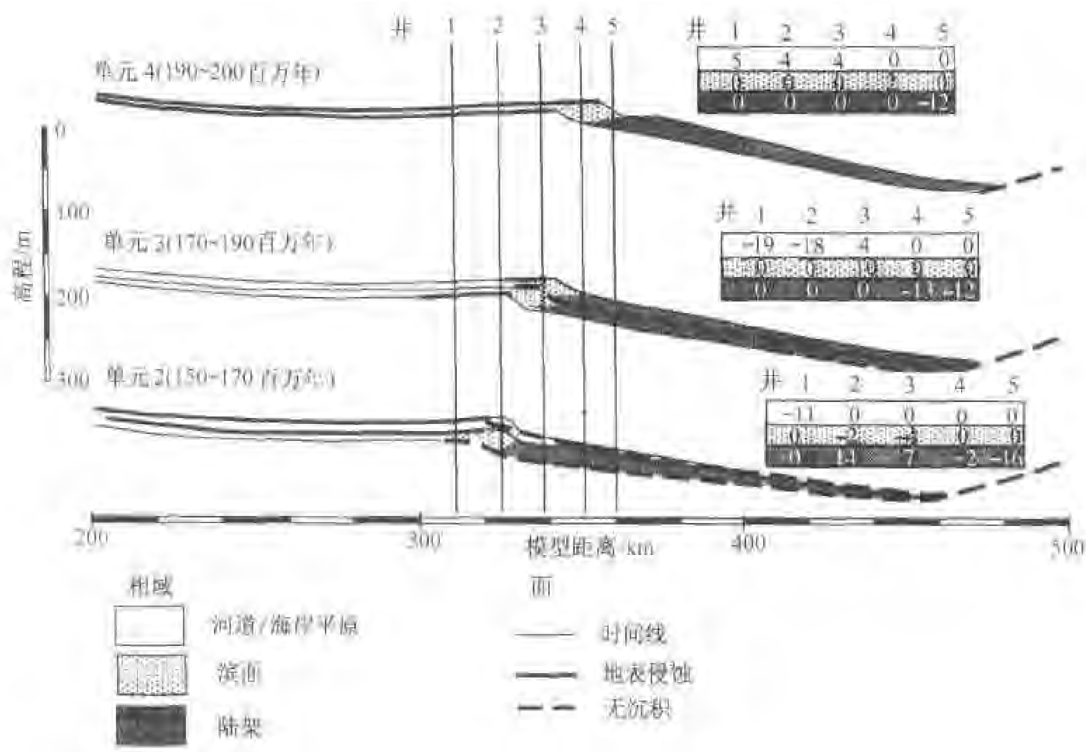


图 9-17　San Juan 盆地 Mesa Verde 横剖面三个地层单元的最佳估计模型与实际相域厚度之间的差异比较

图 9-14 是从多次反演模型模拟计算中得到的一个典型结果。在尝试反演中用不同井、不同井数、不同地层位置的井、不同数量的地层单元进行模拟计算。为了测试模拟结果的准确性，用与已知“实际值”相似的合成数据，来作相同的模拟计算。在所有计算中，反演模型都预测出了用于得到合成数据的各参数的“实际”值。

图 9-17 以典型实例说明反演模型预测结果与从三个地层单元得到的观测数据之间的差别。现在，可以比较每个对比地层单元的观测的和模拟的相域厚度，并计算误差。反演模型计算出的输出结果说明，模拟计算的和观测的相域厚度的差别都在 20 m 以内。地层单元 3 中河流/海岸平原和滨面相域的差别则是最大，地层单元 3 中河流/海岸平原的模拟厚度太薄，而滨面的模拟厚度又太厚。这个例子说明了反演模型如何达到最佳匹配而得到一个折衷的方案。如果模型要在井 3 的位置得到较薄的滨面厚度，那么，滨面相处的误差就会减小。但调整的结果，在井 1 和井 2 处的河流/海岸平原相厚度就会更薄，于是又增加了河流/海岸平原相域的误差。误差显示，经过比较模型模拟的结果和各井的观测数据

结果，我们得到了最佳匹配。

地层剖面图（图9-14上图）说明，Mesa Verde组下半部分的滨面砂岩，从左到右向上、向海方向呈阶梯状形态。模拟结果同样呈进积作用样式。该模型准确预测了滨面相的界限或称楔状碎屑岩的转换位置。Mesa Verde组的上半部的滨面相，形成8~15 km宽的阶地向陆地方向（向左）渐进。该模型几乎准确地匹配了这些阶地的个数、位置和大小。最令人吃惊的结果是，该模型模拟出55 km长的滨面相域，从上覆地层剖面的转换位置（靠近400 km刻度处）一直到向陆步进阶地的最底位置（靠近340 km刻度）。

模型预测结果与测井横剖面之间的一个重要差别是位于剖面右边的海相陆架地层厚度。该模型模拟的陆架剖面比观测值要薄一点，这是由于模型中的一个算法没有相当准确地模拟地层过程-响应系统，该模型并没有搬运足够的沉积物经过滨面到陆架。另一个差别是在剖面左侧。地层对比（见图6上部剖面）说明了滨面仅发生进积作用，没有由于加积作用而抬升，而模型（见图6下部剖面）显示滨面发生加积作用。在这种情况下，可能模拟结果较地质解释更准确。因为在盆地的这一部分，很难在剖面上的发现小型不整合，也不可能发现说明滨面进积实际几何形态的数据。

（据Timothy A. Cross and Margaret A. Lessenger，“Construction and application of stratigraphic inverse model”编译）

（李红伟、汤军、高益桁译，邓宏文校）

第十章　测井基准面旋回自动判别技术及其应用

随着层序地层学理论及其应用技术的不断发展，其应用范围已从早先单纯的海相地层扩展到目前各种环境类型的地层，其研究精度已由原来的三级层序发展到高分辨率（四、五级）层序，并在油气勘探和开发的各个环节起着越来越重要的作用。

随着研究精度的提高，根据钻、测井资料进行基准面旋回划分进而划分层序的工作量也变得很大；同时，对同一口井、同一层段、同样的资料基础，不同的人可能有不同的旋回划分结果，这也增加了旋回识别划分的不确定性。在计算机技术飞速发展的今天，能不能根据已有的基准面旋回识别和划分的知识，编制相应的计算机软件，由计算机来进行基准面旋回的识别与划分？如果可能，既节省了大量的工作量，又可以消除人为因素划分的不确定性。本文是探讨如何根据基准面旋回原理实现计算机自动划分高分辨率地层层序的一个尝试。

第一节　测井高分辨率层序地层计算机自动划分的方法和原理

根据测井曲线和岩心资料采用计算机自动划分高分辨率层序时，首先划分岩相，求泥砂比曲线，自然伽马滤波曲线，然后综合利用这些曲线计算地层短期基准面变化曲线，最后根据短期基准面变化曲线，综合其他信息，划分出不同级别的层序。

（一）测井曲线自动划分岩相方法

通常，人们主要根据钻井取心、地质录井，特别是三维露头这些高分辨率信息来划分地层基准面短期旋回。对于一个油田，这些资料非常少，且连续性差。而利用多种反映地层岩性的测井曲线，在少量取心井的标定下，通过聚类分析，可建立起与测井曲线特征对应的岩相库。在建立好的岩相库基础上，通过判别分析，可划分出未取心井的岩相库。由此，可获得多口未取心井深度上连续的岩相资料，为地层基准面短期旋回的定量计算提供了可靠资料。

采用各种交会技术，可实现测井曲线的聚类和岩相库的建立。不同岩性在测井曲线的二维交会图上，可组成不同的椭圆，在三维交会图上可组成不同的椭球体。利用交会技术剔除不属同类岩相组中的散点，从而使不同的岩相组归属到各自椭圆体范围内，由此实现测井岩相的聚类分析，并最终建立起测井岩相库。

聚类分析主要依据样品的多个变量，找出能够度量样品之间相似程度的标准，并以此作为分类的依据，把一些相似程度大的样品归为一类，把其他相似程度较大的聚合为另一类。依此类推，直到把所有的样品都聚合完毕为止，形成一个由小到大的分类系统。

岩相判别分析是将一个深度点上的各测井值在多维空间的坐标与岩相所处的位置进行

对比，以便确定其岩相归属。具体采用了贝叶斯判别分析，其原理即先求出测井曲线所对应于每种岩相的概率分布，然后，判别给定的一组曲线读值最有可能归属哪一组。

在每一组岩相内，假定测井响应向量 X 具有几个变量的高斯分布，其密度为 ρ（XFi），其代表岩相库中椭圆体中95%的点。根据这些分布可计算出给定岩相的测井读值的概率，然而，我们需要求的是给定测井读值的岩相的概率 ρ（Fi/X），称之为岩相 Fi 的后验概率。该值可通过如下贝叶斯公式求得：

$$P(Fi) = \frac{p_i P(X/F_i)}{\sum_j p_j P(X/F_j)}$$

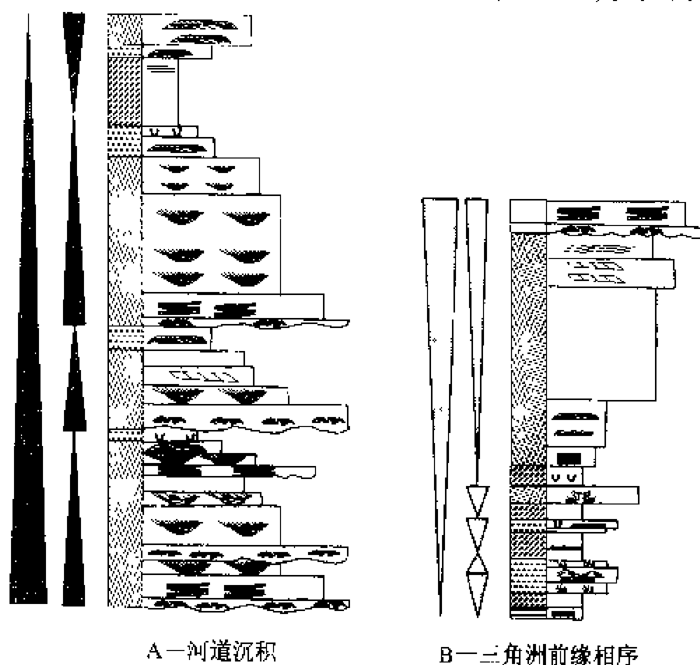
式中，p_i 为选定任何测井数据之前岩相的先验概率，所有的岩相给予相当的机会，因此，所有 p_i 都相等。对于一个给定的深度段最终选择的岩相应具有最大的后验概率。

（二）泥砂比曲线的地质含义及计算方法

1. 泥砂比曲线的地质含义

高分辨率层序地层学理论的核心思想是：在基准面变化过程中，可容纳空间与沉积物补给通量比值（A/S）决定了沉积物的保存程度、地层堆积样式、相序、相类型以及岩石结构，即当 $A/S>1$ 时，地层发生退积；当 $A/S=1$ 时，地层发生加积；当 $A/S<1$ 时，地层发生前积（图2-4）。

一般来说，可容纳空间的大小和岩相并没有特定的关系。关键是看某一岩相在特定岩相组合中的位置及其与水深的关系。但对于河流—三角洲沉积体系以陆源碎屑为主的砂泥岩地层来说，富泥沉积多与较高可容纳空间时期形成并保存下来的分流河道间湾或泛滥盆地的沉积作用有关。而富砂沉积多形成于相对较低可容纳空间时沉积体的进积作用（如河口坝）或河道亚相、决口河道/决口扇复合体沉积作用（图10-1）。因而，钻井剖面上泥砂



A—河道沉积　　B—三角洲前缘相序

图10-1　河流-三角洲沉积体系短期旋回特征

比值及其旋回性变化能近似定量反映 A/S 的变化。在以陆源碎屑为主的沉积剖面上，自然伽马曲线对砂泥比的旋回变化最为敏感。由此，在河流-三角洲体系中，可用自然伽马曲线求取泥砂比曲线，并根据泥砂比曲线自动计算出由于可容纳空间变化形成的多级次的地层旋回变化曲线。

2. 泥砂比、泥砂比曲线计算方法

反映地层岩性变化的测井曲线有多种，对砂泥岩地层而言，自然伽马曲线受井眼等影响较小，是计算泥砂比曲线的首选曲线。具体计算公式如下：

$$RSHSA = VSH/VSA = (GR - GR\min)/(GR\max - GR)$$

$$RSASH = VSA/VSH = (GR\max - GR)/(GR - GR\min)$$

式中，$RSHSA$ 为泥砂比曲线；$RSASH$ 为砂泥比曲线；GR 为自然伽马测井值；$GR\min$ 为纯砂岩层的自然伽马测井值；$GR\max$ 为纯泥岩层的自然伽马测井值。

由上式可看出，在纯泥岩处，$GR \approx GR\max$，$RSHSA$ 为极大值，可用于指示基准面上升最高位置；在纯砂岩处，$GR \approx GR\min$，$RSASH$ 为极大值，可用于指示基准面下降最低位置。

（三）测井高分辨率层序地层计算机自动划分方法

高分辨率层序地层学认为，一个完整的地层基准面旋回由基准面上升半旋回沉积和下降半旋回沉积组成。在河流-三角洲沉积体系中采用泥砂比和砂泥比曲线自动识别基准面旋回的主要方法是：当泥砂比（$RSHSA$）大于砂泥比（$RSASH$）时，求该段地层中自然伽马曲线最大值对应的深度，将该点作为基准面上升的最高点，并赋给该点的短期基准面曲线值为0；当泥砂比（$RSHSA$）小于砂泥比（$RSASH$）时，求该段地层中自然伽马曲线最小值对应的深度，将该点作为基准面下降的最低点，并赋给该点的短期基准面曲线值为1。对于煤层和灰岩地层，将根据测井岩相分析结果自动判断出这类岩性，并在这类岩性的深度段求自然伽马最小值对应的深度点作为基准面上升最高处的参考点，供最终交互分析短期基准面旋回曲线时参考使用。

具体实现过程中，首先使用上述方法自动计算出基准面变化曲线，然后采用人机交互方式分析和修改基准面变化曲线，最终获得合理的短期基准面变化曲线。在短期基准面变化曲线基础上，参考测井岩相剖面的三维空间组合特征以及滤波后的自然伽马趋势特征，通过交互修改短期基准面曲线来获得中长期地层基准面变化曲线，由此，保证了中长期地层基准面的层序界面与短期基准面层序界面的一致性。

第二节　测井基准面旋回自动判别技术应用实例

该软件是采用高分辨率层序地层学理论并结合油藏描述技术发展而成的，整个软件基于 GeoFrame 软件平台。根据鄂尔多斯盆地河流、三角洲沉积体系特点及其相组合特征与规模，结合前人所作层序划分的分辨程度，对神2井的自然伽马曲线进行窗长为 1 m 和 6 m 的滤波，将窗长为 1 m 的滤波后的自然伽马曲线作为泥砂比和砂泥比曲线计算的输入曲线、6 m 窗长滤波后的曲线作为地震反演和井标定曲线，同时作为中长期地层旋回划分的参考曲线。

利用密度、中子、声波、深电阻率、自然伽马、自然电位、井径6条测井曲线，采用

多种交会图并结合岩心资料按不同沉积环境分段建立泥岩、砂质泥岩、粉砂岩、砂岩、泥质灰岩、灰岩及煤岩7中岩性的岩相库。图10-2为某段地层包括三种岩性的交会聚类分析图。

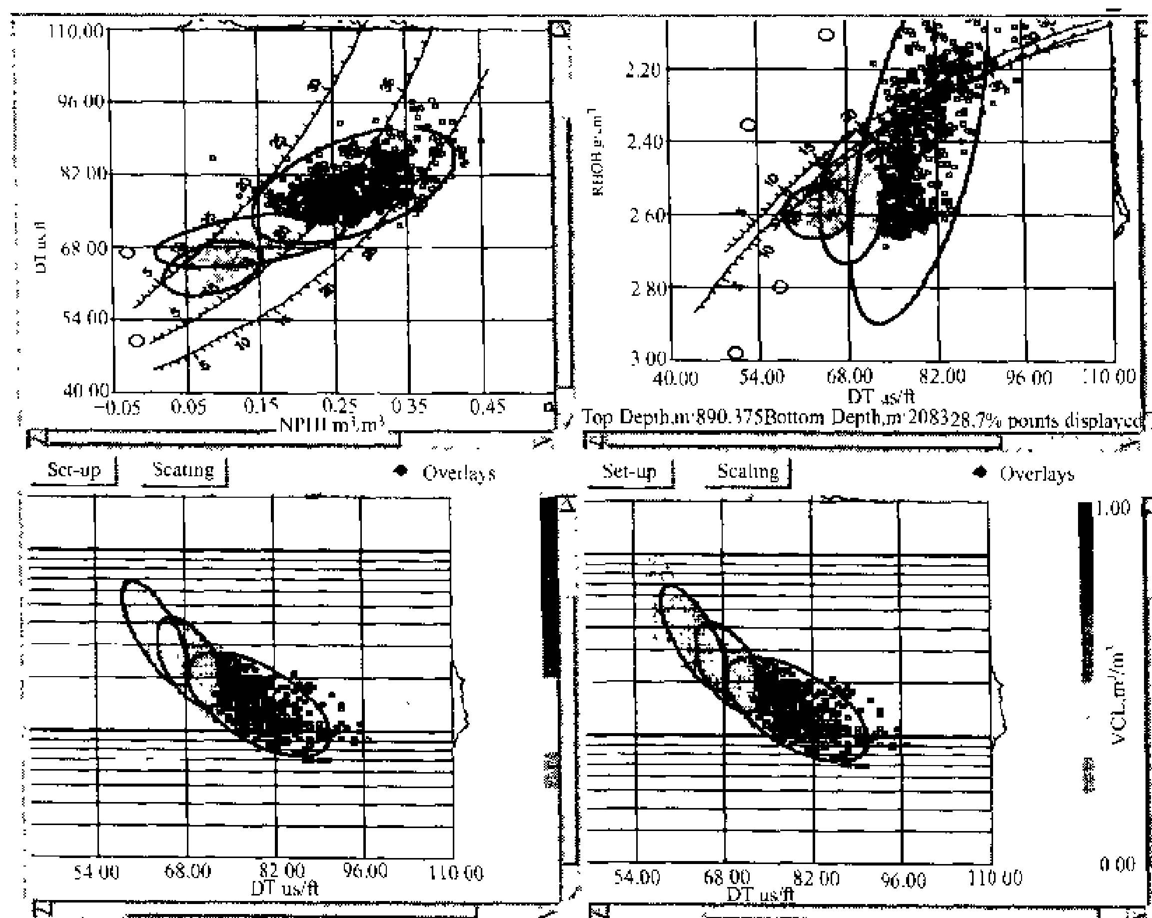


图10-2 测井曲线交会聚类分析

对邻近的各井用相应沉积环境段的岩相库自动划分岩相，求泥砂比、砂泥比曲线，并自动计算地层短期基准面变化曲线（图10-3）。交互分析编辑短、中、长期基准面旋回变化曲线并保存最终结果（图10-3）。

第三节 结 论

（1）利用多条测井曲线自动划分测井岩相为地层基准面旋回的自动识别提供了可靠信息，解决了高分辨率层序地层分析中因缺乏取心井资料而影响分析效果等问题。

（2）在河流-三角洲沉积体系中，泥砂比曲线定量描述了决定地层沉积模式的可容纳空间与沉积物供给速率比这一抽象的概念和变量。该变量不仅可用来自动划分高分辨率层序，而且可作为地层模拟的重要输入参数。

（3）依据砂泥比曲线求取的地层基准面变化曲线使得地层层序划分计算机化，可极大提高地层划分的精度和效率。经过多口井的实际应用，利用计算机自动划分高频层序，与

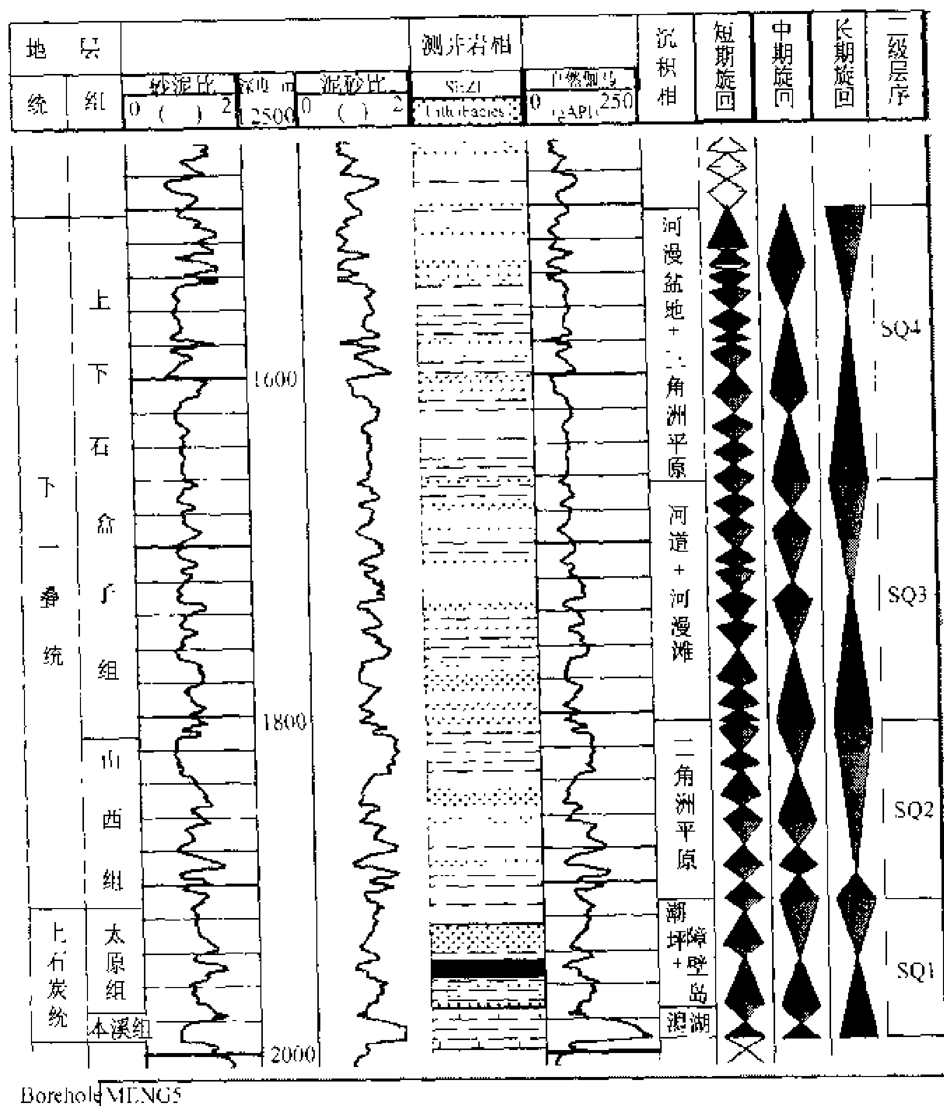


图10-3 神2井测井高分辨率地层层序计算机综合分析成果图

高分辨率层序地层分析专家的划分结果吻合率达85%以上。借助一体化的计算机交互工具即可完成中长期地层旋回的划分。

（4）将数字化的基准面变化曲线与地震资料密切结合，可准确进行地层标定与对比。

（据郑小武、邓宏文、徐怀大、林金逞、陈孟进）

参 考 文 献

1. 邓宏文，美国层序地层研究中的新学派——高分辨率层序地层学。石油与天然气地质，1995，16（2）：89~97

2. 邓宏文，王红亮，李熙哲，层序地层地层基准面的识别、对比技术及应用。石油与天然气地质，1996，17（3）：P177~184

3. 邓宏文，王红亮，李小孟，高分辨率层序地层对比在河流相中的应用。石油天然气地质，1997，18（2）：90~95

4. 邓宏文，王红亮，宁宁，沉积物体积分配原理——高分辨率层序地层学的理论基础。地学前缘，2000，7，4：305~313

5. 邓宏文，徐长贵，王红亮，陆东凹陷上侏罗统层序地层与生储盖组合。石油与天然气地质，1998，19（1）

6. 杜春艳，郑荣才，陕北长6油层组短期基准面旋回与储层非均质性的关系。成都理工学院学报，1999，26（1）：17~22

7. 樊太亮，李卫东，层序地层应用于陆相油藏预测的成功实例。石油学报，1999，20（2）：12~17

8. 樊太亮，徐怀大等，新疆塔里木盆地北部应用层序地层学。北京：地质出版社，1996

9. 顾家裕，陆相盆地层序地层学格架概念及模式。石油勘探与开发，1995，22（4）

10. 顾家裕，邓宏文，朱筱敏，层序地层学及其在油气勘探开发中的应用论文集。北京：石油工业出版社，1997

11. 纪友亮，张世奇等，陆相断陷湖盆层序地层学。北京：石油工业出版社，1996

12. 姜在兴，操应长等著，砂体层序地层及沉积学研究——以山东惠民凹陷为例，北京：地质出版社，2000

13. 李思田，1992，鄂尔多斯盆地东北部层序地层及沉积体系分析，北京：石油工业出版社

14. 林畅松等，"构造坡折带"——断陷盆地层序分析和油气预测的重要概念。地球科学，2000，25（3）：260~265

15. 刘宝珺、张锦泉等，黔西南中三叠世陆棚—斜坡沉积特征。沉积学报，1987，5（2）：1~15

16. 罗立民，河湖沉积体系三维高分辨率层序地层学——以准噶尔盆地东部北27井区侏罗系头屯河组为例，北京：地质出版社，1999

17. 辽河油田石油地质志编写组，中国石油地质志，卷3。北京：石油工业出版社，1993

18. 王红亮，邓宏文，地层基准面原理在湖相储层预测中的应用。石油与天然气地质，1997（2）：96~102

19. 王红亮，邓宏文，渤海湾盆地第三系层序地层特征与大中型油气田分布。中国海上油气，2000，14（2）

20. 王红亮，邓宏文，东濮凹陷濮卫环洼带层序划分与沉积体系。古地理学报，2000，2（1）

21. 吴崇筠，薛叔浩等，中国含油气盆地沉积学。北京：石油工业出版社，1992

22. 解习农等，1996，断陷盆地构造作用与层序样式。地质论评，42（3）

23. 徐怀大，层序地层学理论用于我国断陷盆地分析中的几个问题。石油与天然气地质，1997，12（1）

24. 徐怀大等，从地震地层学到层序地层学。北京：石油工业出版社，1997

25. 翟爱君，邓宏文，鄂尔多斯盆地上古生界层序地层与储层预测。石油与天然气地质，1999，20（4）：33~340

26. 郑荣才，四川盆地下侏罗统大安寨段高分辨率层序地层学特征。沉积学报，1998，16（2）：42~49

27. 郑荣才，吴朝容，西部凹陷深层沙河街组生储盖组合的层序分析。成都理工学院学报，1999，26（4），375~381

28. 郑荣才，尹世民，彭军，基准面旋回结构与叠加样式的沉积动力学分析。沉积学报，2000，18（3）：369~375

29. 郑小武，邓宏文等，测井高分辨率层序地层自动划分技术与应用。石油与天然气地质，20（4）

30. 朱筱敏，层序地层学原理及应用，北京：石油工业出版社，1998

31. Keith W. shanley 等著，邱荣华译，陆相地层的层序地层学前景，层序地层学译文集。北京：石油工业出版社，1996

32. Ager D V，The nature of the stratigraphical record. John Wiley & Sons，New York，1973，114 p.

33. Ager D V，The new catastrophism—The importance of the rare event in geological history. Cambridge，Great Britain，Cambridge University Press，1993，231 p.

34. Albritton C C，Jr.，Catastrophic episodes in earth history. London，Chapman and Hall，1989，221 p.

35. Allen J R L，Petrology，origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire，England. Journal of Sed-

imentary Petrology. 1962, V.32. 657 ~ 697

36. Allen J R L, Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L Dev), Welsh Borders, Sedimentary Geology. 1978, V.26, 281 ~ 293

37 Allen J R L, Studies in fluviatile sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvia sites. Sedimentary Geology, 1979, V.21, 129 ~ 147

38. Amaefule J O, Altunbay M, Ohen H, Kersey D G and Lane P, A hydraulic (flow) unit-based approach for predicting formation damage profiles in uncored intervals/wells using core/log data, SPE 27365.1994

39. Anders M H, Krueger S W and Sadler P M. A new look at sedimentation rates and the completeness of the stratigraphic record. Journal of Geology, 1987, V 95, 1 ~ 14

40. Baker V R, Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington. Geological Society of America Special Paper 144, 1973, 79p

41. Barrell J, Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Geological Society of American Bulletin, 1912, V.23, 377 ~ 446

42. Barrell J, Rhythms and the measurement of geologic time Geological Society of American Bulletin, 1917, V.28, 745 ~ 904

43. Beard D C and Weyl P K, The influence of texture on porosiry and permeability of unconsolidated sand, AAPG Bull., 1973, 57: 349 ~ 369

44 Behrensmeyer A K and Tauxe L, Isochronous fluvial systems in Miocene deposits of northern Pakistan: Sedimentology, 1982, V. 29, 331 ~ 352

45. Berggren W and Van Couvering J A, (eds.), Catastrophes and earth history. Princeton, NJ, Princeton University Press, 1984, 464 p.

46. Blakey R C and Gubitosa R, Controls of sandbody geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic). Colorado Plateau, Sedimentary Geology, 1984, V. 38, 51 ~ 86

47. Boss S K and Neumann A C, Impacts of Hurricane Andrew on carbonate platform environments, northern Great Bahama Bank. Geology, 1993, V.21, 897 ~ 900

48. Boyd R. Dalrymple R and Zaitlin B A, Classification of clastic coastal depositional environments. Sedimentary Geology, 1992, V.80, 139 ~ 150

49. Bretz J H, The Lake Missoula floods and the channeled scabland, Journal of Geology, 1969, V.77, 503 ~ 543

50. Bridge J S and Leeder M R, A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology, 1979, V. 26, 617 ~ 644

51. Brown L F Jr.and Fisher W L, Seismic Stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull-apart basins, in C.E. Payton, (ed.), Seismic stratigraphy——Applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 213 ~ 248

52. Burton R, Kendall C G St C and Lerche I, Out of our depth: On the impossibilty of the fathoming eustasy from the stratigraphic record: Earth-Science Reviews, 1987, V.24, 237 ~ 277

53. Busch D A, Prospecting for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1959, V.43, 2829 ~ 2843

54. Busch D A. Genetic units in delta prospecting: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1971, V.55, 1137 ~ 1154

55. Busch D A, Stratigraphic traps in sandstones——Exploration techniques. American Association of Petroleum Geologists Memoir 21, 1974, 174p..

56. Clifton H F, (ed.), Sedimentologic consequences of convulsive geologic events. Geological Society of America Special Paper 229, 1988, 157 p.

57. Cotton C A, Conditions of deposition on the continental shelf and slope. Journal of Geology, 1918, V.26, 135 ~ 160

58. Cross T A. (ed.). Quantitative dynamic stratigraphy. New Jersey, Prentice Hall, 1990, 622 p.

59. Cross T A, Sediment gravity flow in the context of rheology and energy. AAPG (poster), 1999.

60. Cross T A, Stratigraphic Controls on Reservoir Attributes in Continental Strata. Earth science frontiers, 2000, V.7, No.4, 322 ~ 350

61. Cross T A, Baker M R, Chapin M A, Clark M S, Gardner M H, Hanson M S, Lessenger M A, Little L D, McDonough K J, Sonnenfeld M D, Valasek D W, Williams M R and Witter D N. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. in R. Eschard, and B. Doligez, (eds.), Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. Proceedings of the 7th IFP Exploration and Production Research Conference; Paris, Technip, 1993, 11 ~ 33

62. Cross T A and Homewood P W, Amanz Gressly' s Role in Founding Modern Stratigraphy. Geological Society of American Bulletin, 1997, V.109, 1617 ~ 1630

63. Cross T A, Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A., in Wilgus, C.K., et al., Sea-level changes: An intergrated approach; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 15, 1988, 293 ~ 308

64. Cross T A and Lessenger M A, Correlation strategies for clastic wedges, in E.B. Coalson, J.C. Osmond, And E.T. Williams, (eds.). Innovative Applications of Petroleum Technology in the Rocky Mountain A rea. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, 1997, 183 ~ 203

65. Cross T A and Lessenger M A, Construction and application of a stratigraphic inverse model, in J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein, E.K. Franseen, (eds.), SEPM Special Publication 62 Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations; SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999, 69 ~ 83

66. Cross T A, Field-scale reservoir characterization, in L.W. Lake, H.B.Carroll, Jr., and T.C. Wesson, (eds.), Reservoir Characterization II; Orlando, Florida, Academic Press, 1991, 493 ~ 497

67. Cross T A and Lessenger M A, Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation, in F.M. Gradstein, K.O. Sandvik, and N.J. Milton, (eds.), Sequence Stratigraphy Concepts and Applications. NPF Special Publication 8, 1998, 171 ~ 195

68. Cross T A and Lessenger M A, submitted, The scientific basis for stratigraphic inversion, Geological Society of America Bulletin

69. Cross T A and Navarre J C, unpublished, Recognition and high-resolution correlation of continental stratigraphic cycles, Mesa Verde Group, San Juan Basin, Colorado

70. Cross T A and Raynolds R G, Illustration of correlation techniques, facies prediction and reservoir compartment identification through genetic stratigraphy, Gallup Sandstone and Mesa Verde Group (Cretaceous), Four-Corners region, USA. Rocky Mountain Association of Geologists 1993 Fall Field Trip.1993

71. Curtis M H, Miocene deltaic sedimentation, Louisiana Gulf Coast, in J.P. Morgan, (ed.), Deltaic sedimentation—Modern and ancient. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 15, 1970, 293 ~ 308

72. Davies D K I, Williams B P J and Vessel R K, Models for meandering and braided fluvial reservoirs with examples from the Travis Peak Formation, East Texas, SPE Paper 24692, 67th Annual Techinical Conf., Washington, D.C.1992, 321 ~ 329

73. Davies D K I and Bernal M C, Influence of channel style on reservoir development and production characteristics; Oligocene sandstones of the Lisama Area, Magdalena Valley, Colombia, VI Petroleum Colombian Congress, Bogota, 1995 (Oct.3 ~ 6)

74. Davis J C, Statistics and data analysis in geology: New York, John Wiley and Sons, 1973, 550p.

75. Davis J C and Cocke J M, Interpretation of complex lithologic successions by substitutability analysis. in D.F. Merriam, (ed.), Mathematical models of sedimentary processes: New York, Plenum Press, 1972, 27 ~ 52

76. Deng Hongwen, Wang Hongliang, and Cross, T A, Application of high-resolution stratigraphic correlation approaches to fluvial reservoirs: Proceedings of the 30th International Geological Congress, 1997, V. 11, 55 ~ 59

77. Dott R H Jr, Episodic sedimentation—How normal is average? How rare is rare? Does it matter? Journal of Sedimentary Petrology, 1983, V.53, 5 ~ 23

78. Fajardo Diaz A, 4-D stratigraphic architecture and 3-D reservoir fluid-flow model of the Mirador Formation, Cusiana field, foothills area of the Cordillera Oriental, Columbia. Unpublished M.S. thesis, Colorado School of Mines, 1995, 171 p.

79. Doveton J H and Skipper K, Markov chain and substitutability analsis of turbidite succession, Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspe, Quebec, Canadian Journal of earth sciences, 1974, V.11, 472 ~ 488

80. Fisher W L and McGowen J H, Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationshipto occurrence of oil and

gas. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. 1967. V.17, 105 ~ 125

81. Folinsbee R E, World' s view — from Alph to Zipf. Geological Society of America Bulletin 88. 1977, 897 ~ 907

82. Fraser H J. Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. J. Geol., 1935, 43: 910 ~ 1010

83. Friend P F. Towards the field classification of alluvial architecture of sequence, Modern and Ancient Fluvial Systems (Ed. By J.D.Collinson & J.Lewin), Spec Publsim. Ass. Sediment., 1983, 6: 345 ~ 354

84. Gaithor A, A study of porosity and grain relationships in sand. J Sedim. Petrol., 1953, 23: 186 ~ 195

85. Galloway W E. Reservoir architecture of microtidal barrier systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1986, V.70, 787 ~ 808

86 Galloway W E, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1989, V.73, 125 ~ 142

87. Gardner M H and Cross T.A, Middle Cretaceous paleogeograpahy of Utah, in M V. Caputo, J.A. Peterson, and K.J. Franczyk, (eds.). Mesozoic Systems of the Rocky Mountain region, USA: Rocky Mountain Section SEPM (Society for Sedimentary Geology), Denver, 1994, 471 ~ 502

88. Gardner M H, Sequence stratigraphy and facies architecture of the Upper Cretaceous Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale. East-Central Utah, Golden, Colorado, Colorado School of Mines, unpublished Ph.D. dissertation. 528 p

89. Gretner P E, Significance of the rare event in geology. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51, 1967, 2197 ~ 2206

90. Gretner P E, Reflections on the "rare event" and related concepts in geology, in W A Berggren and J A Van Couvering, (eds.), Catastrophes and earth history: Princeton, NJ, Princeton University Press, 1984, 77 ~ 89

91. Guiseppe A C and Heller P L, Long-term river response to regional doming in the Price River Formation, central Utah: Geology, 1998, V. 26. 239 ~ 242

92. Hanson M S, Utilization of genetic sequence analysis in the predication of Eagle sandstone reservoir facies distribution Montana. Unpublished M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines, Goledn, Colorado. 1989, 150p

93. Harris D G, The role of geology in reservoir simulation studies, J. Petrol. Techn.1975, (May): 625 ~ 632

94. Heller P L and Paola C. Downstream changes in alluvial architecture: An exploration of controls on channel-stacking patterns: Journal of Sedimentary Research, 1996, V. 66, 297 ~ 306

95. Hurst A and Rosvoll K J, Permeability variations in sandstones and their relationship to sedimentary structures, in Lake, L., Carroll, H., Jr., and Wesson T, (eds.), Reservoir characterization II, Academic Press, Inc: 1991, 166 ~ 196

96. Jackson S R, Tomutsa L, Szpakiewick M, Chang M M, Honarpour M M and Schatzinger R A, Construction of a reservoir model by integrating geological and engineering information-Bell Creek Field, A barrier/strandplain reservoir, in Lake L, Carroll H, Jr, and Wesson T. (eds.), Reservoir characterization II, Academic Press, Inc.1991, 524 ~ 556

97. Jacobsen T and Rendall H, Permeability patterns in some fluvial sandstones, An outcrop study from Yorkshire, North East England, in Lake L, Carroll H, Jr, and Wesson T, (eds.), Reservoir characterization II, Academic Press, Inc.1991, 315 ~ 338

98. Jennings J B, Capillary pressure techniques: Application to exploration and development geology. AAPG Bull.1987, (10): 1196 ~ 1209

99. Keith W shanley and Peter J McCabe, Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata, AAPG Bulletin, 1994, V.78, No.4

100. Kusumanegara Y, Stratigraphic controls on petrophysical attributes and fluid-flow pathways in an exhumed fluvial reservoir. Sunnyside Quarry, Carbon County, Utah: Unpublished M.S. thesis, Colorado School of Mines, 1994, 108 p

101. Le Blanc R J, Geometry of sandstone reservoir bodies. AAPG Memoir, 1972, 18: 133 ~ 190

102. Leeder M R, A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness, in Miall, A D (ed.), Fluvial Sedimentology Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 1978, 587 ~ 596

103 Leeder M R, Mack G H, Peakall J and Salyards S L, First quantitative test of alluvial stratigraphic models: Southern Rio Grande Rift, New Mexico. Geology, 1996, V. 24, 87 ~ 90

104. Lerche I, Oil exploration basin analysis and economics: Academic Press, 1992, 178p

105. Lerche I, An inverse method for determining parameters for folded structures: quarterly of applied mathematics, 1996,

V.54, 625 ~ 636

106. Lessenger M A, Forward and inverse simulation models of stratal architecture and facies distributions in marine shelf to coastal plain environments. Ph.D. Dissertation, Colorado School of Mines, 1993, p 182

107. Lessenger M A and Cross T A, An inverse stratigraphic simulation model—is stratigraphic inversion possible? Energy Exploration & Exploitation, 1996, V. 14, No. 6, 627 ~ 637

108. Lessenger M A and Lerche I, White paper on inverse modeling, in Harbaugh J W, Watney W L, Rankey E C, Slingerland R, Goldstein R H, Franseen E K. (eds.), SEPM Special Publication 62 Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999, 29 ~ 31

109. Lillegraven JA and Ostresh L M, Late Cretaceous (earliest Campanian/ Maastrichtian) evolution of western shorelines of the North American Western Interior Seaway in relation to known mammalian faunas, in Bown T L and Rose K D, (eds.), Dawn of the age of mammals in the northern part of the Rocky Mountain Interior: Geological Society of America Special Paper 243, 1990, 1 ~ 30

110. Levorsen A I, The geology of petroleum. Oxford: Freeman, 1996, 724p.

111. MacKenzie D B, Primary stratigraphic traps in sandstones, in King R E, (ed.), Stratigraphic Oil and Gas Fields. American Association of Petroleum Geologists Memoir 16, 1972, 47 ~ 63

112. Mackey S D and Bridge J S, Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: Theory and application. Journal of Sedimentary Research, 1995, V. 65, 7 ~ 31

113. Matheron G, Beucher H, de Fouquet C, Galli A, Guerillot D and Ravenne C, Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs. Society of Petroleum Engineers, SPE 16753, 1987, 591 ~ 598

114. Mattax C C and Dalton R L, Reservoir Simulation, SPE Monograph, 13.1990

115. May R W and Jones B, Stochastic analysis of complex lithological succession. Journal of the International Association for Mathematical Geology, 1982, V.14, 405 ~ 417

116. McGookey D P, Cretaceous System, in E.E. Mallory (ed.), Geologic Atlas of the Rocky Mountain Region. Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, 1972, 190 ~ 228

117. Miall A D, The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, New York, 1996, 582p.

118. Mitchum R M Jr., Vail P R and Thompson S, I, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 1977, 53 ~ 62

119. Muskat M, Flow of homogeneous fluids through porous media. New York, McGraw-Hill, 1937, 763p.

120. Olsen T, Steel R, Hogseth K, Skar T and Roe S L. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesa Verde Group, Price Canyon, Utah, JSR, 1995, B65, (2): 265 ~ 280

121. Posamentier H W, Allen G P and James D P, High Resolution Sequence Stratigraphy——the East Coulee Delta, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 1992, 62 (2): 310 ~ 317

122. Pryor W A, Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. AAPG Bull., 1973, 57: 162 ~ 189

123. Ramon J C and Cross T A, Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, Middle Magdalena Basin, Colombia. Ciencia, Tecnology Futuro, 1997, V. 1, No. 3, p. 19 ~ 46

124. Ramon J C and Cross T A, (in press), Correlation strategies and methods in continental strata, Middle Magdalena Basin, Columbia, in May J et. al., (eds), SEPM Special Publication

125. Ravenne C, Eschard R, Galli A, Mathieu Y, Montadert L and Rudkiewicz J L, Heterogeneities and geometry of sedimentary bodies in a fluvio-deltaic reservoir. Society of Petroleum Engineers, SPE 16753, 1987, 591 ~ 598

126. Roberts L N R and Kirschbaum M A, Paleogeography of the Late Cretaceous of the Western Interior of middle North America-Coal distribution and sediment accumulation. U.S. Geological Survey Professional Paper 1561, 1995, 115 p.

127. Rogers J J and Head W B, Relationship between porosity, mean size and sorting coefficients of synthetic sands. J. Sed. Petrol., 1961, 31: 467 ~ 470

128. Ryer T A, Patterns of Cretaceous shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockportareas, Utah. GSA Bull., 1977, V.88, 177 ~ 188

129. Schlager W, Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series 34, 1992, 7.p.

130 Schumm S A, The fluvial system. Wiley, New York, 1977

131. Shelton J W, Models of sand and sandstone deposits: a methodology for determining sand genesis and trend. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1973, 118: 122p.

132. Sloss L L, Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of American Bulletin. 1963, V 74, 93~114

133. Sneider R M, Richardson F H, Paynter D D, Eddy R E, and Wyant I A, Predicting reservoir rock geometry and continuity in Pennsylvanian reservoirs, Elk City field, Oklahoma. J. Petrol. Tech., 1977, 29: 851~866

134. Sonnenfeld. M D and Cross T A, Volumetric partitioning and facies differentiation within the Permian Upper San Andres Formation of Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico, in Loucks R G and Sarg, J F (eds.), Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy American Association of Petroleum Geologists Memoir 57, 1993, 435~474

135. Swift D J P and Thorne J A, Sedimentation on continental margins, I: A general model for shelf sedimentation, in Swift D J P, Oertel G F, Tillman R W and Thrane J A, (eds.), Shelf sand and sandstone bodies —Geometry, facies and sequence stratigraphy: International Association of Sedimentologists Special Publication 14. 1991, 3~31

136. Thomsen R O and Lerche I. Relative contribution to uncertainties in reserve estimates. Marine and Petroleum Geology, 1997, V.14, 65~74

137. Valasek D W, Stratigraphic and sedimentologic responses to base level fluctuation: Gallup Formation and associated strata (Late Turonian-Early Coniacian) San Juan basin, northwestern New Mexico [Abstract], Mesozoic of the Western Interior, SEPM 1992 Theme Meeting, Fort Collins, Colorado, 1992, 64

138. Van Siclen D C. Depositional topography— Examples and theory American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1958, V.42, 1897~1913

139. Van Wagoner J C et al, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution correlation of Time and Facies. AAPG Methods in Exploration Series.1990

140. Walker R G. Facies Models, Geol. Assoc. of Canada, St John' s, Newfoundland. Geosci. Can. Reprint Ser.1.1979

141. Walker R G. General introduction: facies, facies sequences and facies models: Facies models, Geosciences Canada Reprint Ser.1 (2nd ed.). 1984, 1~11

142 Weber K J, How heterogeneity affects oil recovery, in Lake L, Carroll H Jr. and Wesson T, (eds.), Reservoir characterization, Academic Press, Inc, Orlando: 1986, 487~544

143 Weber K J and Van Geuss L C, Framework for constructing clastic reservoir simulation models, JPT (October) .1990

144. Weimer R J, Upper Cretaceous stratigraphy, Rocky Mountain area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1960, V. 44, 1~20

145. Wheeler H E, Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. Bull. Geol. Soc. America, 1964, 75: 599~610

146. Wilkinson B H, Matagorda Island, Texas: The evolution of a Gulf Coast barrier complex: Geological Society of America Bulletin, 1975, V.86, 959~967

147 Willis B J, Evolution of Miocene fluvial systems in the Himalayan foredeep through a two-kilometer-thick succession in northern Pakistan. Sed.Geol., 1993, 88: 77~121

148. Wright L D and Coleman J M, Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes: AAPG Bull, 1973, V.57, 370~398